

STEPHANIE LARMAGNAT

**ÉTUDE COMPARATIVE DE
MONTICULES CARBONATÉS PHANÉROZOÏQUES :
SÉDIMENTOLOGIE, DIAGENÈSE PRÉCOCE ET
MODES D'ACCRÉTION**

Thèse présentée
à la Faculté des études supérieures et postdoctorales de l'Université Laval
dans le cadre du programme de doctorat en Sciences de la Terre
pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D.)

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE ET DE GÉNIE GÉOLOGIQUE
FACULTÉ DES SCIENCES ET GÉNIE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

2012

Résumé

L'accrétion des monticules carbonatés phanérozoïques est contrôlée par trois principaux mécanismes de production de carbonates : la biominéralisation qui correspond à la squelettogénèse, l'organominéralisation qui correspond à la précipitation de carbonate de calcium en relation étroite avec des substrats organiques non vivants et la cimentation marine contrôlée par la circulation de fluides marins. Cette thèse présente une estimation de l'importance relative de ces trois processus d'accrétion dans la réalisation de la fabrique carbonatée *in situ* de différents cas de monticules carbonatés à faciès fins. Pour cela, une étude comparative détaillée de cinq exemples de « mudmounds » paléozoïque, mésozoïque et moderne a été menée.

À la localité Chute Montmorency (Ordovicien moyen, Québec), les biohermes lenticulaires sont riches en bryozoaires *in situ*. La trame récifale bioconstruite par les bryozoaires trépostomes offre un large réseau de cavités où se développe la fabrique polymicritique. L'accrétion dépend principalement de la biominéralisation alors que l'organominéralisation qui prend place dans les espaces cryptiques intra-récifaux, demeure de faible importance. La cimentation marine est absente. Dans le cas de la localité Île d'Anticosti (Silurien inférieur, Québec), les monticules à bryozoaires et crinoïdes montrent deux faciès qui se distinguent par l'abondance des phases de ciment marin. Le mudstone-wackestone à bryozoaires fenestrés et crinoïdes se démarque par le volume important de la fabrique polymicritique et l'abondance des cavités d'abris et des cavités stromatactis. Pour ce faciès, le rôle joué par la biominéralisation est limité et c'est l'organominéralisation puis, dans un moindre degré, la cimentation marine associée aux stromatactis qui contrôlent l'accrétion. Pour le second faciès, le cementstone à bryozoaires fenestrés, la contribution de la biominéralisation demeure mineure et l'organominéralisation est absente. L'accrétion résulte d'une cimentation marine extensive.

À la localité Foum Zidet (Jurassique inférieur, Maroc), les monticules sont riches en éponges siliceuses calcifiées très bien préservées et visibles à l'échelle macroscopique. Ces dernières, précocement indurées, ont localement servi de substrats pour les organismes

encroûtants tels que les bryozoaires et les vers polychètes. L'accrétion des monticules de Foum Zidet résulte donc principalement de l'organominéralisation qui se combine, à plus petite échelle, à la biominéralisation. La cimentation marine est absente. Dans le cas de la localité Jebel Assameur (Jurassique moyen, Maroc), les monticules sont riches en coraux scléactiniens qui se combinent à d'importants volumes d'organismes épilithiques dont les bryozoaires, les vers polychètes et les éponges siliceuses calcifiées. L'accrétion est contrôlée par la biominéralisation qui a permis le développement de petits récifs de type « patch reefs ». L'organominéralisation est restreinte aux espaces cryptiques et la cimentation marine demeure de faible importance.

Les monticules d'eaux profondes et froides de la localité Escarpement de Pen Duick (Océan Atlantique Est), avec leurs coraux d'eaux froides vivants en association étroite avec les faciès « coral rubble » offrent un contexte pertinent pour vérifier si l'organominéralisation est réalisée dans les monticules d'eaux profondes et froides modernes. Les fluides réactifs et potentiellement calcifiants qui combinent une signature de fluorescence protéique (pic SR) avec celle de composés humiques fraîchement produits (pic M2) ont été détectés à la surface, dans une moindre mesure à 20 cm de profondeur dans le sédiment, puis à 100 cm de profondeur. Cependant, aucune phase carbonatée authigène formée *via* organominéralisation n'a été observée. Dans le cas des monticules de l'Escarpement de Pen Duick, l'accrétion est principalement contrôlée par la biominéralisation. Le développement de l'organominéralisation puis de la cimentation marine ne peut être qu'envisagé lors de leur future évolution diagenétique si les conditions favorables sont réunies (*e.g.* courants de fond accrus, absence d'argiles).

Notre approche comparative a été étendue à quinze cas d'études bien documentés dans la littérature et choisis pour illustrer la variabilité de ces objets géologiques à l'échelle spatiale et temporelle. Cette comparaison étendue illustre comment des objets géologiques comparables (géométrie, macro et micro fabrication) n'ont en réalité aucune unité génétique. L'importance relative des mécanismes d'accrétion n'apparaît pas constante au cours du temps et l'objet géologique « mudmound » est en réalité une convergence morphologique.

Abstract

Three mechanisms of carbonate accretion can be observed in Phanerozoic mud-rich carbonate mounds: biomineralization which refers to skeletogenesis, organomineralization correspond to by mineral precipitation that involves a non-living organic substrate and finally marine cement precipitation formed by fluid flow-through. This thesis presents an assessment of the relative importance of these three main accretionary processes through time using a detailed study of Paleozoic, Mesozoic and modern mud-rich localities, all identified as carbonate mounds.

At the Chute Montmorency locality (Middle Ordovician, Quebec), bioherms are lenticular bodies where in situ bryozoans dominate the bioclastic fraction. The reefal framework built by trepostomes bryozoans provides large growth cavities hosting polymud fabrics. Accretionary mechanisms rely mainly on biomineralization whereas organomineralization remains of minor importance and takes place within intra-reefal cryptic spaces. Cementation is absent. At the Anticosti Island locality (Lower Silurian, Quebec), mud-rich buildups display two distinct facies both characterized by the abundance of marine cement. The crinoid-fenestrate bryozoan mudstone-wackestone facies stands out by its volumetrically important polymud fabric as well as both shelter cavities and stromatactis. In this facies, biomineralization is limited whereas organomineralization and, to a lesser extent, marine cementation within stromatactis control the net accretion. Regarding the fenestrate bryozoan cementstone facies, the contribution of biomineralization remains minor and organomineralization is absent. In this case, net accretion is the result of extensive marine cementation.

At the Foug Zidet locality (Lower Jurassic, Morocco), mounds display large amounts of macroscopically preserved, calcified siliceous sponges locally used as substrate by encrusting bryozoans and polychètes. Thus, mound accretion combines organomineralization and, to a lesser extent, biomineralization whereas marine cement precipitation is lacking. At the Jebel Assameur locality (Mid Jurassic, Morocco), mud-rich buildups display important amounts of scleractinian corals combined with a significant

volume of epilithic bryozoan, annelids worms and calcified siliceous sponges. Thus, accretionary processes consist of biomineralization that develop classical patch reefs whereas organomineralization is restricted to cryptic spaces. Cement precipitation remains minor.

The modern case study, the Pen Duick escarpment (offshore Morocco) locality, with its living and non-living deep-sea coral mounds, offers an excellent setting to explore whether organomineralization takes place in modern deep-water coral mounds. Reactive fluid that combines protein-like fluorescence (peak SR) with fresh, humic compounds (peak M2) is present at the surface, to a minor degree at ~ 20 cm depth, and in a distinct layer at 100 cm depth. However, no ISOM-related authigenic carbonate was observed. Hence, mound accretion at Pen Duick escarpment is mainly controlled by biomineralization whereas the development of organomineralization and marine cementation can only be assumed if relevant conditions occur along their diagenetic evolution (*e.g.* decrease in argillaceous material, enhanced bottom current).

Our comparative approach was further extended to fifteen case studies from the mudmound literature chosen to document the mud-rich carbonate mound variability in space and time. This comparative study illustrates how mud-rich carbonate mounds sharing similar geometry, macro and micro fabrics can evolved from the varying input of the three main accretionary processes. Hence, mound accretionary mechanisms are not constant through time and mud-rich carbonate mounds (commonly named mudmound) are indeed a morphological convergence.

Avant-Propos

Cette thèse est le fruit de cinq années de travail et je n'aurais pas pu l'accomplir sans l'aide et le support de nombreuses personnes que je souhaite aujourd'hui remercier.

En premier lieu, je rend hommage au défunt Pierre-André Bourque, qui m'avait confié ce sujet de doctorat mais qui, malheureusement, n'a pas pu en suivre l'évolution et l'aboutissement.

Je tiens avant tout à remercier très sincèrement mon superviseur Fritz Neuweiler. Merci pour la confiance qu'il m'a témoignée tout au long de ce doctorat. Travailler avec lui n'est certes pas de tout repos (« Mais on ne repose qu'une fois mort, n'est-ce pas ? ») néanmoins, j'espère avoir hérité d'un peu de son intérêt sans cesse renouvelé pour la Géologie et de la Sédimentologie, de son dynamisme, de sa rigueur et de son acuité intellectuelle!

Je tiens à remercier André Desrochers d'avoir accepté d'être membre de mon jury de doctorat et de m'avoir permis de découvrir la géologie fascinante des Îles Mingan et de l'île d'Anticosti au printemps 2007. Je lui suis reconnaissante d'avoir accepté de faire partie de ce jury de doctorat.

Je remercie Marc Floquet et Ewan Edinger d'avoir accepté d'être respectivement examinateur externe et rapporteur de ce travail de doctorat. C'est un honneur pour moi qu'ils jugent ce travail.

Je tiens à remercier ici le professeur Jean Philip, qui m'a confié mon premier (et modeste) projet de recherche dans le massif de la Sainte Beauce (La fameuse énigme de Notre Dame D'Orgnon). Je n'ai pas oublié ses enseignements et la confiance qu'il avait en moi. Merci aussi au professeur Marc Floquet, qui m'a toujours encouragé dans la voie de la recherche et qui, dès ma première année de cours à l'université de Provence, m'a donné le goût de la géologie et de la sédimentologie en particulier!

Ensuite, je remercie bien sûr mes camarades de bureau de la première heure, Isabelle et Merouane (ma « famille multi-ethnique » comme l'a si bien défini Isabelle). Merci pour les journées de bureau qui durent 10 heures, les pétages de plomb de fin d'après-midi, les petits (et grands) soupers. Merci pour votre amitié tout simplement. Merci aussi aux petits nouveaux qui ont suivi : Francis, Valérie- Anne, Antoine et Amira!

Je remercie également les collègues et ami(e)s rencontré(e)s lors de mes deux campagnes en mer à bord du N.O. Marion Dufresne (2008) et du N.O. Belgica (2009). Merci à J.-P. Henriot, D. Van Rooij, L. De Mol, N. Frank, L. Wehrmann, H. Pirlet, L. Maignien, S. Templer, A. Stadnitskaia et C. Rodrigues pour leur assistance technique, scientifique et morale.

J'adresse mes sincères remerciements au Professeur Warwick Vincent pour m'avoir permis

d'utiliser son laboratoire de spectrophotométrie au département de Biologie (Université Laval) et je remercie aussi Marie-Josée Martineau pour son aide précieuse, son efficacité et son soutien tout au long du travail dans le laboratoire. Merci à Richard Janvier pour le séchage de mes échantillons au point critique et merci aussi à André Ferland pour son aide précieuse au MEB.

J'adresse également un sincère merci aux quatre mousquetaires du 4^{ième} étage du Pouliot, Martin pour la chimie, Eric pour les lames minces, Pierre pour l'informatique et Marcel, pour tout le reste! Je les remercie pour leur aide et leur bonne humeur au quotidien. Merci aussi à Danielle et Caroline, nos secrétaires préférées, pour leur efficacité sans faille et leur grande gentillesse.

Je remercie sincèrement mes ami(e)s de Québec, de France et d'ailleurs pour leur amitié. Elle a été et restera toujours très importante pour moi. Merci à Laure, Sylvie, Marie, Reza, Sofie, Nelly, Michelle, Julie P., Gaëlle, Steph, Julie L., France, la famille Daoust au grand complet, Coralie, Emilie B., Emilie W.! Derniers, mais non les moindres, Karine, Rachel, Anno, Romain, Eloise, Alex et Hélène qui constituent à eux tous ma seconde famille à Québec!

Je remercie tout particulièrement mes vaillants correcteurs d'orthographe Brigitte, Ronald, Claire et Raphael puis Nelly et Sofie. Merci pour votre temps et votre intérêt malgré la barrière du jargon scientifique et géologique.

Enfin, je remercie infiniment mes parents et ma sœur Claire. Ils m'ont toujours fait confiance et soutenu aussi bien moralement que financièrement, tout au long de mes études et plus particulièrement durant ces cinq dernières années. Merci pour votre grande ouverture d'esprit, votre incroyable capacité d'écoute et de réconfort et votre soutien inconditionnel.

*A Michèle, Alain et
Claire,*

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Avant-Propos	v
Table des matières	viii
Liste des tableaux	xiii
Liste des figures	xv
Liste des planches photographiques	xxi
Liste des abréviations	xxii
Chapitre 1 - Introduction	1
1.1 Monticules carbonatés (ou « carbonate mudmound »)	2
1.1.1 Géométrie.....	2
1.1.2 Composition.....	4
1.1.3 Problématique.....	5
1.2 Modes de production, destruction et accrétion de matériaux carbonatés à grains fins et signatures spécifiques	6
1.2.1 Processus sédimentaires.....	6
1.2.1.1 Création de matériaux carbonatés à grains fins.....	6
<i>Biominéralisation</i>	6
<i>Précipitation physico-chimique</i>	8
<i>Accrétion mécanique</i>	9
1.2.1.2 Destruction de matériaux carbonatés à grains fins.....	10
<i>Érosion mécanique</i>	10
<i>Bioérosion</i>	10
1.2.2 Processus de diagenèse précoce.....	11
1.2.2.1 Création de matériaux carbonatés à grains fins.....	11
<i>Organominéralisation</i>	11
<i>Chemosynthèse</i>	12
<i>Cimentation</i>	13
1.2.2.2 Destruction de matériaux carbonatés à grains fins.....	13
<i>Dissolution inorganique du CaCO₃</i>	13
1.2.3 Schéma synthétique.....	14
1.3 Approche	17
1.4 Objectifs	23
Chapitre 2 - Matériaux et méthodes	24
2.1 Matériaux	24
2.1.1 Monticules de la localité Chute Montmorency (Ordovicien, Canada).....	24
2.1.2 Monticules de la localité Île d'Anticosti (Silurien, Canada).....	26
2.1.3 Monticules de la localité Foum Zidet (Lias, Maroc).....	27
2.1.4 Monticules de la localité Jebel Assameur (Dogger, Maroc).....	28
2.1.5 Monticules de la localité Escarpement de Pen Duick (Pléistocène, Océan Atlantique).....	29
2.2 Méthodes	31

2.2.1 Travaux de terrain	31
2.2.2 Pétrographie et microscopie conventionnelle	32
2.2.3 Préparation des lames minces histologiques	32
2.2.3.1 Fixation	33
2.2.3.2 Entreposage	33
2.2.3.3 Sélection et déshydratation	33
2.2.3.4 Coloration	34
2.2.3.5 Imprégnation	34
2.2.3.6 Réalisation des coupes	34
2.2.3.7 Montage	35
2.2.4 Préparation des échantillons pour le MEB	35
2.2.5 Isotopes stables de l'oxygène et du carbone	36
2.2.6 Analyses des éléments des terres rares	37
2.2.7 Analyses des échantillons d'eaux marines et interstitielles	38
2.2.7.1 Chromatographie ionique	39
2.2.7.2 Mesures d'absorbance et de fluorescence	39
2.2.7.3 Traitement des données	40
2.3 Nomenclatures utilisées	40
Chapitre 3 - Monticules carbonatés Paléozoïques : exemples de	
monticules à bryozoaires et crinoïdes, Ordovicien et Silurien, Québec,	
Canada	42
3.1 Monticules de la localité Chute Montmorency	42
3.1.1 Localisation	42
3.1.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire	44
3.1.3 Géométrie et architecture de dépôt	45
3.1.4 Pétrographie	50
3.1.4.1 Macrofaciès	50
3.1.4.2 Microfaciès et interprétations	51
<i>Les sédiments pré-biohermes</i>	51
<i>Les sédiments associés aux biohermes</i>	54
<i>Les sédiments péri-biohermes et post-biohermes</i>	59
3.1.4.3 Phénomènes de diagénèse	61
3.1.4.4 Données géochimiques	61
<i>Isotopes stables</i>	61
<i>Terres rares</i>	64
3.1.5 Interprétations	67
3.1.5.1 Processus sédimentaires	67
3.1.5.2 Processus diagénétiques	69
3.1.5.3 Modes d'accrétion	69
3.2 Monticules de la localité Île d'Anticosti	72
3.2.1 Localisation	72
3.2.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire	72
3.2.3 Géométrie et architecture de dépôt	74
3.2.4 Pétrographie	74
3.2.4.1 Macrofaciès	74

3.2.4.2 Microfaciès et interprétations	79
3.2.4.3 Phénomènes de diagénèse	80
3.2.4.4 Données géochimiques.....	85
<i>Isotopes stables</i>	85
<i>Terres rares</i>	87
3.2.5 Interprétations.....	90
3.2.5.1 Processus sédimentaires	90
3.2.5.2 Processus diagénétiques	90
3.2.5.3 Modes d'accrétion.....	91
Chapitre 4 - Monticules carbonatés Mésozoïques : exemples de monticules à éponges siliceuses et de monticules à coraux, Jurassique, Haut-Atlas Central, Maroc	93
4.1 Contexte géologique général	93
4.2 Monticules à éponges siliceuses de la localité Foum Zidet	97
4.2.1 Localisation	97
4.2.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire	97
4.2.3 Géométrie et architecture de dépôt.....	98
4.2.4 Pétrographie	98
4.2.4.1 Macrofaciès	98
4.2.4.2 Microfaciès et interprétations	106
4.2.4.3 Phénomènes de diagénèse	114
4.2.4.4 Données géochimiques.....	118
<i>Isotopes stables</i>	118
<i>Terres rares</i>	120
4.2.5 Interprétations.....	123
4.2.5.1 Processus sédimentaires	123
4.2.5.2 Processus diagénétiques	124
4.2.5.3 Modes d'accrétion.....	125
4.3 Monticules de la localité Jebel Assameur	127
4.3.1 Localisation	127
4.3.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire	127
4.3.3 Géométrie et architecture de dépôt.....	130
4.3.4 Pétrographie	138
4.3.4.1 Macrofaciès	138
4.3.4.2 Microfaciès et interprétations	144
4.3.4.3 Phénomènes de diagénèse	160
4.3.4.4 Données géochimiques.....	162
<i>Isotopes stables</i>	162
<i>Terres rares</i>	164
4.3.5 Interprétations.....	168
4.3.5.1 Processus sédimentaires	168
4.3.5.2 Processus diagénétiques	169
4.3.5.3 Modes d'accrétion.....	170
Chapitre 5 - Monticules carbonatés Modernes : exemple des monticules à coraux d'eaux profondes et froides, Océan Atlantique Est	172

5.1 Golfe de Cadiz et secteur d'El Arraiche	173
5.1.1 Localisation	173
5.1.2 Contexte géologique	174
5.1.3 Contexte océanographique (hydrographique)	175
5.1.4 Le champ de volcans de boue d'El Arraiche	175
5.2 Monticules carbonatés du secteur de l'Escarpe de Pen Duick	176
5.2.1 Localisation	176
5.2.2 Contexte géologique	177
5.2.3 Géométrie et architecture de dépôt	178
5.2.3.1 Monticule Gamma	178
5.2.3.2 Monticule Beta	179
5.2.3.3 Monticule Alpha	179
5.2.3.4 Environnements péri-monticules	180
5.2.4 Description des sédiments	180
5.2.4.1 Macrofaciès et leurs répartitions spatiales	180
5.2.4.1.1 Monticule Alpha	182
5.2.4.1.2 Monticule Gamma	183
5.2.4.1.3 Monticule Beta	189
5.2.4.2 Microfaciès et biofaciès	194
5.2.4.3 Taphonomie	204
5.2.4.4 Diagenèse précoce	214
5.2.5 Analyses de la fraction organique fluorescente dissoute dans l'eau	215
5.2.5.1 Mesure des sulfates dans l'eau interstitielle	215
5.2.5.2 Pics de Fluorescence	215
5.2.5.3 Patrons de fluorescence rencontrés (Monticule Gamma)	218
5.2.5.4 Distribution verticale des pics de Fluorescence (Monticule Gamma)	220
5.2.5.5 Données complémentaires	221
5.2.5.5.1 Monticule Gamma	221
5.2.5.5.2 Monticule Beta	222
5.2.6 Interprétations	223
5.2.6.1 Processus sédimentaires	223
5.2.6.1.1 Installation et développement des coraux	223
5.2.6.1.2 Styles de préservation et taphonomie	225
5.2.6.2 Processus diagénétiques	227
5.2.6.2.1 Processus biogéochimiques	227
5.2.6.2.2 Fluides ascendants riches en hydrocarbures	227
5.2.6.2.3 Production de FDOM et flux associés	229
5.2.6.2.4 Fluides organiques réactifs et potentiellement calcifiants	231
5.2.6.3 Modes d'accrétion	231
Chapitre 6 - Discussion générale	237
6.1 Récapitulatif des différents exemples phanérozoïques et Moderne étudiés	237
6.1.1 Les monticules paléozoïques de l'Est du Canada	237
6.1.2 Les monticules mésozoïques du Maroc	238
6.1.3 L'exemple Moderne de l'Escarpe de Pen Duick	239
6.1.4 Variabilité des exemples étudiés	240

6.2 Comparaison avec la littérature	243
6.3 Facteurs contrôlant les trois principaux modes d'accrétion	249
6.3.1 Facteurs contrôlant spécifiquement la biominéralisation.....	249
6.3.2 Facteurs contrôlant spécifiquement l'organominéralisation	251
6.3.3 Facteurs contrôlant spécifiquement la cimentation marine.....	252
Chapitre 7 - Conclusion	255
Annexe A : Analyses géochimiques réalisées pour les localités phanérozoïques	258
Annexe B : Descriptions des box-cores et trajets des plongées du ROV pour la localité Moderne, l'Escarpement de Pen Duick	272
Bibliographie	275

Liste des tableaux

Tableau 1 : Localités étudiées dans le cadre de cette étude comparative.	24
Tableau 2 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique.	62
Tableau 3 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique. ...	85
Tableau 4 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Foum Zidet (Formation de Foum Zidet, Jurassique inférieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique. ...	118
Tableau 5 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique. ...	162
Tableau 6 : Sélection de quinze exemples de mudmounds étudiés et documentés dans la littérature. L'importance relative des trois différents modes d'accrétion de carbonate de calcium, <i>i.e.</i> biominéralisation, organominéralisation et cimentation (le rapport B/O/C), a été évaluée à partir des informations disponibles dans les différents travaux de référence utilisés (Ep. et Ext. désignent respectivement l'épaisseur moyenne et l'extension latérale des objets monticulaires lorsque ces informations étaient disponibles dans les articles sus-cité (Textoris et Carozzi, 1964; Textoris, 1966; Klappa et James, 1980; Bourque et Gignac, 1983; Lees et Miller, 1985; James et Klappa, 1989; James et Gravestock, 1990; Russo <i>et al.</i> , 1997; Freiwald et Wilson, 1998; Neuweiler <i>et al.</i> , 1999; James <i>et al.</i> , 2000; Boulvain, 2001; Neuweiler <i>et al.</i> , 2001b; Aubrecht <i>et al.</i> , 2002; James <i>et al.</i> , 2004; Delecat et Reitner, 2005; Neuweiler et Bernoulli, 2005; Batten Hender et Dix, 2006; Aubrecht <i>et al.</i> , 2009).	246
Tableau 7 : Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montmorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foum Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne.	259
Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montmorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foum Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les	

paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley et al. (2004)	265
Tableau 9 : Trajets schématiques des plongées du ROV lors de la campagne océanographique N. O. Belgica 2009 (adapté de De Mol <i>et al.</i> , 2009).	273
Tableau 10 : Descriptions pétrographiques des box-cores échantillonnés lors de la campagne N. O. Belgica 2009 (adapté de De Mol <i>et al.</i> , 2009). Les profondeurs sont exprimées en mètres sous le niveau de la mer ou bsl pour « below sea level ».	274

Liste des figures

- Figure 1-1 : Variabilité naturelle des géométries monticulaires considérées dans le cadre de ce travail ainsi que leur motifs d'architecture interne respectifs (adapté de James et Bourque, 1992). Le schéma originel de James et Bourque (1992) qui prenait en considération la géométrie externe et les patrons de croissance à l'échelle d'une colonie de métazoaires fossiles a été utilisé comme modèle pour décrire au mieux les relations spatiales à l'échelle d'un monticule carbonaté. La « surface vivante » correspond ici au stade de développement du monticule le plus récent.3
- Figure 1-2 : Exemple de classification des récifs et des monticules carbonatés (traduit d'après James et Bourque, 1992). Noter la position ambiguë des monticules micritiques ou « mudmounds » entre les monticules microbiens et les monticules squelettiques.4
- Figure 1-3 : Schéma rassemblant les principaux modes de production, de destruction et d'accrétion de sédiments carbonatés à grains fins. Les processus biologiques sont indiqués en rose, les processus physiques en bleu et les processus physico-chimiques en vert. Les flèches en traits pleins symbolisent des flux alors que les flèches en traits pointillés représentent des couplages. Noter que la distribution des processus biologiques, diagénétiques et géologiques est contrôlée par le contenu en oxygène et leur organisation spatiale (verticale notamment) peut être différente en fonction des conditions environnementales (C org désigne le carbone organique, DIC désigne le carbone inorganique dissous, POM désigne la matière organique particulaire, et DOM désigne la matière organique dissoute).17
- Figure 1-4 : Définition historique du terme « mudmound ». (A) Faciès packstone dolomitique riche en fragment de crinoïdes, de bryozoaires ramifiés et d'ostracodes. Noter l'abondance de cavités remplies par un ciment calcitique limpide. (B) Détail d'une cavité de type stromatactis avec un remplissage de calcite sparitique. Photomicrographies originales issues de Textoris (1966 ; figures 2 et 3).18
- Figure 1-5 : Définition de la fabrique polymicritique illustrée par un exemple de faciès de monticules de type Waulsortien (Mullawornia, Irlande). Les différentes phases de micrites apparaissent avec des teintes de gris différentes, la plus foncée correspondant à M1. Les masses blanches correspondent à des ciments de calcite sparitique. Noter les différentes générations de boues géopétales, M2, M3, etc. Photomicrographie originelle de Lees et Miller (1985; figure 13A), correspondant à une section polie, orientée perpendiculairement à la stratification. L'échelle sur la photographie mesure 1 cm.19
- Figure 1-6 : Exemple moderne d'une éponge calcifiante *Spheciospongia vesparium*. (A) La partie vivante de l'éponge est très restreinte (petites masses noires centimétriques visibles sur le fond sableux). (B) Au sommet du spécimen, la partie fraîche et vivante est bleu violet à noire et les ostia sont bien visibles. Le reste de l'éponge est enfoui dans le sédiment, entouré d'une couche pluri-centimétrique de particules sédimentaires agglutinées, et se lithifie (photographies sous-marines de l'auteur prises à l'Ouest de l'île d'Andros, Bahamas). (C) Coupe histologique de la partie lithifiée de l'éponge. Le tissu est presque totalement dégradé (coloré en brun) et de nombreuses particules sédimentaires sont agglutinées à la surface et parfois même encapsulées au sein même

- du tissu (d'après Neuweiler *et al.*, 2007). (D) Photographie prise au MEB d'une partie calcifiée de l'éponge illustrant les agrégats de cristaux d'aragonites authigènes formés en étroite relation avec les fibres de collagène (d'après Neuweiler *et al.*, 2007).....21
- Figure 1-7 : Diagramme ternaire rassemblant les trois principaux modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique (Bourque *et al.*, 2004). La biominéralisation comprend la construction de structure squelettique (« framebuilders »), les encroûtements et les micro-organismes calcifiés. L'organominéralisation correspond à la calcification de tissus organiques non vivants et la cimentation correspond à la précipitation d'un ciment marin. La ligne en pointillés délimite le domaine des monticules carbonatés (ou « mudmounds ») *sensu stricto*. Sur les axes, les trois points noirs représentent les cas théoriques pour lesquels on aurait seulement deux modes d'accrétion dominants (*e.g.* biominéralisation et cimentation d'importance égale et organominéralisation absente).22
- Figure 2-1 : Carte de localisation des localités étudiées dans la province de Québec (Canada). La localité Chute Montmorency présente des biohermes à bryozoaires et crinoïdes, d'âge Ordovicien moyen. Pour l'Île d'Anticosti, les localités Rivière Galiote et Chemin du Camp PFA exposent des monticules à bryozoaires et crinoïdes, d'âge Silurien inférieur (Source : Arc Gis 9, ESRI Data and Maps 9).25
- Figure 2-2 : Carte de localisation de la partie sud du Haut-Atlas Central, dans le secteur de Rich (Maroc). La localité Foum Zidet expose des monticules à spongiaires d'âge Jurassique inférieur. Les sous-localités Bou Oungert, Assameur et Ait Khajmane exposent des monticules à coraux d'âges Jurassique moyen. Noter que les principaux massifs correspondent à des axes anticlinaux (Source du fond de carte : Arc Gis 9, ESRI Data and Maps 9; Éléments structuraux adaptés de Warne (1999) et Wilmsen et Neuweiler (2007)).27
- Figure 2-3 : Carte de localisation de la zone étudiée dans l'océan Atlantique Est, au large des côtes marocaines. (Source : Lies de Mol, RCMG, Ghent).30
- Figure 3-1 : Localisation, contexte géologique et stratigraphique de la localité Chute Montmorency. (A) Localisation à l'échelle régionale et carte géologique simplifiée du secteur des Basses Terres du Saint-Laurent (redessinée d'après Lavoie, 1992). (B) Coupe stratigraphique synthétique de l'Ordovicien des dépôts de la plate-forme du Saint-Laurent dans le Sud de la Province de Québec. Les zones hachurées correspondent à des périodes d'érosion ou de non dépôt (d'après Lavoie, 1992; 1995; Globensky, 1987).43
- Figure 3-2 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les deux boîtes (en pointillés) correspondent aux valeurs de calcites marines de l'Ordovicien tardif existant dans la littérature (Popp *et al.*, 1986; Tobin *et al.*, 1996). Les données obtenues par Dzangou (1997) sur des échantillons de ciments provenant de la coupe de la Chute Montmorency sont également représentées (et plus précisément, les phases diagénétiques M3, M4 et M5).63
- Figure 3-3 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments précoces et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).66

- Figure 3-4 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des biohermes et biostromes de la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). 71
- Figure 3-5 : Localisation, contexte géologique et stratigraphique de la localité Île Anticosti. (A) Localisation à l'échelle régionale et carte géologique simplifiée de l'Île d'Anticosti (Desrochers et Gauthier, 2009). (B) Coupe stratigraphique synthétique de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur affleurant sur l'Île d'Anticosti et coupe stratigraphique détaillée de la Formation de Chicotte (d'après Desrochers, 2006). L'architecture des dépôts sédimentaires de la Formation de Chicotte, notamment les faciès de type encrinites, montre une organisation cyclique bien particulière, de l'échelle sub-métrique à décamétrique. Les cycles subtidaux à encrinites, granocroissants et à faciès de plus en plus superficiels, sont recouverts par des surfaces érosives. Ces surfaces montrent un relief faible à la base de la séquence mais deviennent de plus en plus complexes et irrégulières au sommet de la séquence. Ces cycles sont interprétés comme des régressions forcées successives accompagnées d'une chute du niveau marin d'au moins 10 mètres (d'après Desrochers, 2006). 74
- Figure 3-6 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). La boîte correspond aux valeurs de calcites marines du Silurien existant dans la littérature (Azmy *et al.*, 1998). 86
- Figure 3-7 : Patrons de distribution des terres rares pour les phases M1 et M2/M3, les ciments précoces et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004). 89
- Figure 3-8 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des monticules de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). 92
- Figure 4-1 : Localisation des monticules carbonatés du Lias (Sinémurien supérieur) et du Dogger (Bajocien supérieur) du Haut-Atlas Central, dans le secteur de Rich et carte géologique simplifiée de la chaîne des Atlas marocains (Teixell *et al.*, 2003). AS : localité Jebel Assameur ; FZ : localité Foug Zidet. 94
- Figure 4-2 : Contexte stratigraphique des monticules carbonatés du Lias, Haut-Atlas Central. (A) Coupe stratigraphique généralisée pour le bassin du Haut-Atlas Central (CHARB) depuis le Trias jusqu'au Jurassique, et coupe lithostratigraphique et biostratigraphique du Sinémurien pour la localité Foug Zidet (Wilmsen *et al.*, 2002; Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). (B) Affleurement du Lias sur les flancs du Jebel Bou Hamid, le long de la piste longeant l'Oued Akka n'Zidet et menant aux sources de Foug Zaâbel (Formation d'Idikel et de Foug Zidet), et (C) vue d'ensemble de la Formation de Foug Zidet (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). 97
- Figure 4-3 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Foug Zidet (Formation de Foug Zidet, Jurassique inférieur). La boîte (en pointillés) correspond à 68 % des valeurs de calcites marines des eaux du jurassique inférieur compilées par Veizer *et al.* (1999) 119
- Figure 4-4 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments marins et les coquilles de brachiopodes puis les ciments tardifs (en

- remplissage de fractures tardives) échantillonnés pour la localité Foum Zidet (Formation de Foum Zidet, Jurassique inférieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).122
- Figure 4-5 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des monticules de la localité Foum Zidet (Formation de Foum Zidet, Sinémurien supérieur).126
- Figure 4-6 : Contexte stratigraphique des monticules carbonatés du Dogger, Haut-Atlas Central. (A) Coupe stratigraphique généralisée pour le bassin du Haut-Atlas Central (BRHAC) depuis le Trias jusqu'au Jurassique (Warme, 1988a; Wilmsen et Neuweiler, 2008). (B) Détails de la coupe stratigraphique de l'Aalénien au Bathonien dans le secteur de Rich (Colo, 1961; Choubert et Faure-Muret, 1962; Stanley, 1981; Ait Addi, 1994). (C) Vue d'ensemble de la série carbonatée du Dogger affleurant dans le secteur de Rich (Haut-Atlas Central). Les monticules carbonatés d'âge Bajocien supérieur affleurent de façon exceptionnelle sur une distance de près de 10 kilomètres le long d'un axe synclinal Est-Ouest (photo prise depuis la route RN21, à proximité du village de Kerrando).129
- Figure 4-7 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). La boîte (en pointillés) correspond à 68 % des valeurs de calcites marines des eaux jurassiques (d'après Veizer *et al.*, 1999).164
- Figure 4-8 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments marins/coquilles de brachiopodes et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).167
- Figure 4-9 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des monticules de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Bajocien supérieur).171
- Figure 5-1 : Carte de localisation du secteur d'El Arraiche, situé à 35 kilomètres au large des côtes marocaines. Le dégradé de gris indique la profondeur d'eau, le gris clair représentant la tranche d'eau la plus faible. L'escarpement de Pen Duick se trouve à une profondeur d'eau moyenne d'environ 600 mètres (modifié d'après Foubert *et al.* (2008)).174
- Figure 5-2 : Carte de localisation détaillée du secteur de l'Escarpement de Pen Duick, au large d'Al Arraiche (Maroc) et position des principaux monticules carbonatés à coraux d'eaux froides mentionnés dans le cadre de ce travail (source : Lies De Mol, d'après Van Rensbergen *et al.* (2005)).176
- Figure 5-3 : Représentation schématique de la carotte sédimentaire MD32-19G du Monticule Gamma indiquant la composition sédimentaire et la position des échantillons d'eau interstitielle prélevée en 2008 (Campagne Marion Dufresne). Le graphique en bas à droite, correspond au profil de concentration des ions sulfates et chlorures en fonction de la profondeur (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).189
- Figure 5-4 : Distribution des pics de fluorescence obtenus pour un total de 29 échantillons d'eau (28 échantillons d'eaux interstitielles et un échantillon d'eau marine obtenus pour les monticules Gamma et Beta (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011)). Le pic A'* représente une valeur minimale pour le pic A' mesuré sur la pente du pic A' en raison du phénomène d'interférence du à l'effet Rayleigh (dispersion de la lumière

dans l'eau). Ces interférences ont pu être éliminées pour le second set d'échantillons (campagne N.O. Belgica 2009) en utilisant un filtre adéquat. Pour les pics de protoporphyrine IX, de pyoverdine et de pyocyanine, des standards commerciaux ont été utilisés (Sigma-Aldrich). La position du pic de pyocyanine* (dérivé de l'activité de bactéries *Pseudomonas aeruginosa*) a été déterminé graphiquement à partir des travaux de Shelly *et al.* (1980). La terminologie des pics et leurs interprétations sont basées sur les travaux de Coble (1996), Christl *et al.* (2000) et Burdige *et al.* (2004).

-216
- Figure 5-5 : Patrons de fluorescence représentatifs des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte MD32-19G (carotte gravitaire, monticule Gamma). Le pic A'* représente une valeur minimale pour le pic A' mesuré sur la pente du pic A' en raison du phénomène d'interférence de second ordre de l'effet Rayleigh. Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).219
- Figure 5-6 : Distribution verticale des pics de fluorescence (carotte gravitaire MD32-19, Monticule Gamma). Noter l'excellente corrélation du pic de nature protéinique SR et du pigment P1 associé à la fluorescence des porphyrines. Les pics M, A et Geol.-A augmentent progressivement avec la profondeur alors que le pic Q apparaît à 2 m de profondeur (Larmagnat et Neuweiler, 2011).220
- Figure 5-7 : Patrons de fluorescence représentatifs des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte B09-1405BC (monticule Gamma). Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).222
- Figure 5-8 : Patrons de fluorescence représentatifs (A) des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte B09-1401BC (monticule Beta) et (B) de l'échantillon d'eau de fond collecté au moyen d'une bouteille de type Niskin embarquée sur le ROV GENESIS (Campagne N.O. Belgica 2009). Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).223
- Figure 5-9 : Représentation schématique de la production de FDOM, de leurs échanges verticaux et latéraux et de leur évolution diagénétique au sein des monticules à coraux d'eaux profondes et froides de l'Atlantique Nord (monticules Gamma et Beta, secteur de l'Escarpement de Pen Duick), non influencés par des fluides ascendants riches en hydrocarbures (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).230
- Figure 5-10 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des monticules de la localité Escarpement de Pen Duick (Moderne, Océan Atlantique Est). Les flèches en pointillés représentent l'évolution possible des faciès monticulaires de l'Escarpement de Pen Duick si on suppose une nette diminution de la quantité d'argiles. Pour le chemin à gauche, la disponibilité de substrat organique en cours de dégradation (*e.g.* tissus de collagène de spongiaires) fournirait un substrat aux fluides réactifs et l'organominéralisation pourrait représenter jusqu'à 40 % de la fabrique *in situ*. En revanche, pour le chemin à droite, un balayage par des courants de fond accrus permettrait le développement de grands volumes de

ciments marins précoces allant jusqu'à représenter 40 % de la fabrique *in situ*. Dans les deux cas, il s'agit d'« end-members » hypothétiques et tout cas de figure intermédiaire est envisageable.236

Figure 6-1 : Comparaison des cinq localités phanérozoïques étudiées dans le cadre de ce travail à savoir les localités Chute Montmorency (CM), Île d'Anticosti (IA), Foux Zidet (FZ), Jebel Assameur (AS) et Escarpement de Pen Duick (PDE) en terme d'importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès monticulaires. Il est important de rappeler ici que le positionnement des faciès monticulaires résulte d'une évaluation visuelle relative. Le degré d'incertitude quant à la position des faciès est, au minimum, de $\pm 5\%$241

Figure 6-2 : Comparaison de quinze localités phanérozoïques et modernes sélectionnées dans la littérature en terme d'importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès monticulaires ainsi que les dix faciès monticulaires des localités Chute Montmorency (CM), île d'Anticosti (AI), Foux Zidet (FZ), Jebel Assameur (AS) et Escarpement de Pen Duick (PDE), étudiées dans le cadre de ce projet de recherche (*les courbes en pointillés relient les différents faciès monticulaires contribuant aux monticules composites, plurimétriques à pluridécamétriques d'une même localité).248

Figure 6-3 : Résumé des différents facteurs environnementaux d'échelle globale, régionale et/ou locale contrôlant les trois principaux modes de production et d'accrétion de carbonates dans le domaine marin benthique.253

Liste des planches photographiques

Planche 1 : Localité Chute Montmorency I - affleurement et macrofaciès.	47
Planche 2 : Localité Chute Montmorency II - affleurement et macrofaciès.	49
Planche 3 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès I.	53
Planche 4 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès II.	57
Planche 5 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès III.	58
Planche 6 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès IV.	60
Planche 7 : Localité Anticosti - affleurement et macrofaciès I.	77
Planche 8 : Localité Île d'Anticosti - affleurement et macrofaciès II.	78
Planche 9 : Localité Île d'Anticosti - microfaciès et biofaciès I.	83
Planche 10 : Localité Île d'Anticosti - microfaciès et biofaciès II.	84
Planche 11 : Localité Foug Zidet - affleurement et macrofaciès I.	101
Planche 12 : Localité Foug Zidet- affleurement et macrofaciès II.	103
Planche 13 : Localité Foug Zidet - affleurement et macrofaciès III.	105
Planche 14 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès I.	109
Planche 15 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès II.	110
Planche 16 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès III.	113
Planche 17 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès IV.	117
Planche 18 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès I.	132
Planche 19 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès II.	135
Planche 20 : Localité Jebel Assameur - affleurements et macrofaciès III.	137
Planche 21 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès IV.	141
Planche 22 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès V.	143
Planche 23 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès I.	147
Planche 24 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès II.	149
Planche 25 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès III.	153
Planche 26 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès IV.	157
Planche 27 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès V.	159
Planche 28 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès I (Alpha et Gamma).	185
Planche 29 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès II (Gamma).	187
Planche 30 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès III (Beta mound).	191
Planche 31 : Localité Escarpement de Pen Duick – macrofaciès IV (Beta mound).	193
Planche 32 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès I.	197
Planche 33 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès II.	199
Planche 34 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès III.	201
Planche 35 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès IV.	203
Planche 36 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie I.	206
Planche 37 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie II.	209
Planche 38 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie III.	211
Planche 39 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie IV.	213

Liste des abréviations

AR = algue rouge

Av = avicularia

b = bioturbation

Ba = bactérie *Bacillus*

Bf = biofilm

Bfe = bryzoaire fenestré

Bv = bivalve

Bb = bryzoaire bifoliolate

Br = bryzoaire

Bt = bryzoaire trépostome

Bc = brachiopode

C = coraux

Cal = calcédoine

Can = canal

Cm = ciment marin

Cr = crinoïde

Ct = ciment tardif

CR = coraux rugueux

CT = coraux tabulés

dd = dédolomitisation

Dol = dolomie

en = encroûtement

E = échinoderme

Ec = encroûtement constructif

Ed = encroûtement destructif

Ep = éponge

Es = « etching scars »

F = foraminifère

Fbl = fibrille

Fn = fenestrae

G = gastéropodes

m = micritisation

M = mollusque

mP ou μ P = micro perforation

M1 = automicrite

M2/M3 = allomicrite

n = néomorphisme

On = oncoïde

Or = orifice (de bryzoaire)

Os = ostracode

Osc = osculum

P = perforation

Pe = pédoncule

Pyr = pyrite

Qz = quartz

R = *Radiomura* sp.

S = serpules

Sp = spicule

St = stromatactis

Sy = stylolithe

T = trace

Tr = trilobite

Chapitre 1 - Introduction

Les monticules à faciès fins riches en cavités de type stromatactis du Phanérozoïque sont en réalité des récifs reconnus seulement par les géologues et, jusqu'à ce jour, aucun exemple Moderne n'a été découvert.

De tels monticules boueux à cavités stromatactis sont bien connus dans l'enregistrement fossile notamment grâce aux monticules Waulsortiens ubiquistes du Carbonifère (Lees, 1964; Lees et Miller, 1985; Ahr et Stanton, 1994; Bourque *et al.*, 1995; Zempolich et Cook, 2002). Les cavités de type stromatactis ont été décrites pour la première fois par Dupont (1881;1883) puis Lecompte (1937), et correspondent à un ciment en remplissage de cavités, formées sur le fond marin, souvent associées à l'infiltration de sédiment interne. Bourque et Boulvain (1993) les définissent comme étant des réseaux de sparites aux surfaces basales planaires à ondulées et aux surfaces sommitales digitées, constituées de franges de ciments isopaques centripètes encastrés dans un sédiment calcaire fin, microcristallin. Pendant plusieurs décennies, les « mudmounds » riches en stromatactis étaient considérés comme étant limités au Paléozoïque (Bourque et Gignac, 1983; Bourque et Boulvain, 1993; Bourque *et al.*, 1995; Bourrouilh *et al.*, 1998) bien qu'il existe quelques exemples mésozoïques (Neuweiler *et al.*, 1999; Neuweiler *et al.*, 2001b; Aubrecht *et al.*, 2002; Neuweiler et Bernoulli, 2005). Pour de nombreux auteurs, leurs similarités (superficielles) ont souvent conduit à l'hypothèse d'une origine commune, ou tout au moins, à un mécanisme de formation commun (Bathurst, 1980).

Cependant, contrairement aux récifs modernes des zones tropicales pour lesquels le processus d'accrétion prépondérant est la biominéralisation (*via* squelettogénèse), la formation des mudmounds, *sensu lato*, reste un sujet largement débattu par la communauté des sédimentologues (Bourque *et al.*, 2004; Desrochers *et al.*, 2007). Longtemps, la vision communément admise a opposé les récifs aux monticules riches en boue, les présentant comme deux types de bioconstruction diamétralement opposés (James et Bourque, 1992; Wood, 2001; Riding, 2002). Littéralement, le terme « mudmound » désigne tout objet géologique à morphologie monticulaire composé d'un sédiment fin microcristallin (boue). En pratique, il est utilisé pour désigner quasiment tous les types d'accumulation de boue

carbonatée, depuis les monticules formés par piégeage et stabilisation de sédiment, aux monticules à accrétion microbienne, en passant par les monticules biodétritiques (Bourque *et al.*, 2004). Il s'agit donc d'un objet naturel d'une grande variabilité que l'on ne peut pas limiter à un simple empilement de sédiments à grains fins. Les monticules carbonatés, *sensu lato*, correspondent à un regroupement polygénétique et c'est le problème à la base de ce travail.

Ce projet de doctorat propose d'aborder le thème des « mudmounds » d'un point de vue strictement génétique, en comparant les modes d'accrétion et la diagénèse précoce de différents exemples de « mudmounds » d'âges et d'environnements de dépôts différents. Les données à la base de cette comparaison correspondent à la description détaillée des géométries et des architectures, à la pétrographie comparée (macrofaciès et microfaciès) ainsi qu'à l'examen des caractères géochimiques (isotopes stables du carbone et de l'oxygène; distributions des terres rares) des différentes phases carbonatées.

1.1 Monticules carbonatés (ou « carbonate mudmound »)

1.1.1 Géométrie

Aussi bien en biologie qu'en sédimentologie et en paléontologie, il est souvent très tentant de rechercher un lien de cause à effet entre une morphologie (finale) et les conditions environnementales. Dans le cas des récifs, récents ou anciens, la géométrie est un critère qui est souvent utilisé pour les classer (Wood, 2001; Riding, 2002) même si elle résulte inévitablement d'une combinaison complexe de facteurs environnementaux extrinsèques, et de facteurs génétiques intrinsèques (Stearn, 1982). Dans cette étude, et comme cela a déjà été proposé par James et Bourque (1992), nous nous attacherons à décrire, d'une part, les monticules carbonatés par les relations entre la morphologie externe et la géométrie interne des monticules et, d'autre part, à caractériser les organismes présents dans les monticules et leurs relations avec les sédiments environnants. Les géométries monticulaires que nous considérons dans cette étude se limitent aux géométries laminaires, tabulaires, en dômes, hémisphériques ou encore coniques (Figure 1-1). Les bordures pourront être régulières et bien marquées ou irrégulières (en zigzag), témoignant de la capacité ou non à résister aux courants ou aux vagues. Pour chacun des cas étudiés, il s'agira donc de répondre aux questions suivantes :

- Observe-t-on un passage latéral graduel, depuis les faciès monticulaires vers les faciès péri-monticulaires ?
- Si le monticule présente une architecture interne, les sédiments sont-ils structurés à la façon de bandes de croissance ? Si oui, l'agencement des couches est-elle de type enveloppante ou non-enveloppante (cf. Figure 1-1) ?
- La géométrie finale de l'objet géologique correspond-elle à la géométrie qui existait sur le fond marin (géométrie naturelle) ou est-elle héritée des conditions de diagenèse précoce (e.g. lithification précoce et compaction différentielle) ?

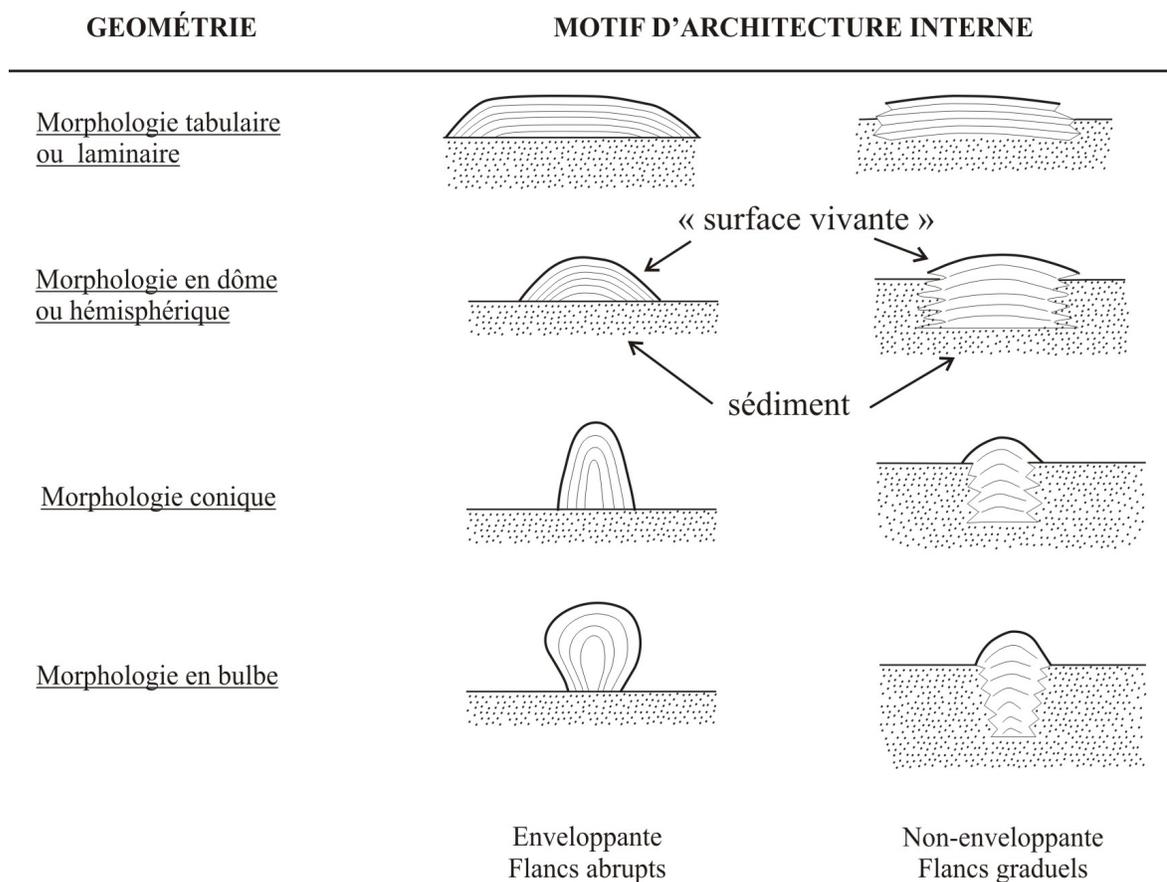


Figure 1-1 : Variabilité naturelle des géométries monticulaires considérées dans le cadre de ce travail ainsi que leur motifs d'architecture interne respectifs (adapté de James et Bourque, 1992). Le schéma originel de James et Bourque (1992) qui prenait en considération la géométrie externe et les patrons de croissance à l'échelle d'une colonie de métazoaires fossiles a été utilisé comme modèle pour décrire au mieux les relations spatiales à l'échelle d'un monticule carbonaté. La « surface vivante » correspond ici au stade de développement du monticule le plus récent.

1.1.2 Composition

La composition des monticules et/ou récifs est un autre des facteurs clés ayant été utilisé dans la littérature pour produire de nombreuses classifications des « mudmounds ». Les classifications les plus communément utilisées prennent la forme de diagrammes ternaires, opposant souvent les monticules squelettiques, les monticules boueux et les monticules microbiens (James et Bourque, 1992; Wood, 2001; Riding, 2002).

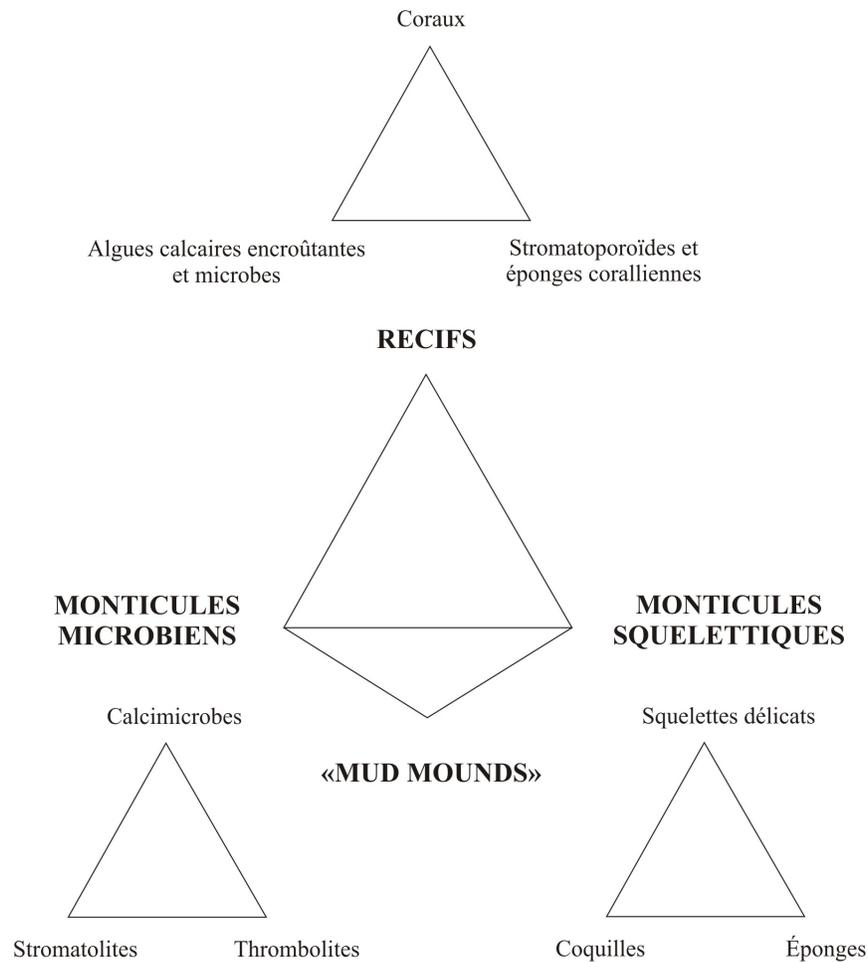


Figure 1-2 : Exemple de classification des récifs et des monticules carbonatés (traduit d'après James et Bourque, 1992). Noter la position ambiguë des monticules micritiques ou « mudmounds » entre les monticules microbiens et les monticules squelettiques.

En 1993, Neuweiler et Reitner avaient proposé de définir les mudmounds comme étant composés d'au moins 50 % de micrite (carbonate de calcium microcristallin) ou de pelmicrite. Cette micrite peut cependant être autochtone ou allochtone (Wood, 2001). Si on s'en tient à cette définition, un large éventail de monticules reste encore à prendre en

considération, au sein duquel, la composition et l'origine de la micrite varient grandement, depuis les monticules Waulsortiens, propres au Carbonifère (Lees *et al.*, 1985; Lees et Miller, 1985; Lees, 1988; Bourque *et al.*, 1995), aux monticules microbiens (Camoin et Maurin, 1988; Monty *et al.*, 1995) en passant par les monticules à spongiaires (Bourque et Gignac, 1983; Neuweiler *et al.*, 1999; Neuweiler *et al.*, 2001b), les monticules chemosynthétiques (Beauchamp et Savard, 1992; Gaillard *et al.*, 1992; Paull *et al.*, 1992), les volcans de boue (Milkov, 2000) ou encore les contourites (Surlyk et Lykke-Andersen, 2007). Sous le terme « mudmound », on regroupe ainsi des objets géologiques ayant, certes, une composition commune mais pour lesquels la source de carbonates est fortement hétérogène. Les micrites et les pelmicrites correspondent donc à des éléments pétrographiques et de texture hautement convergents.

1.1.3 Problématique

Comme nous venons de le voir, le terme « monticule carbonaté » regroupe un certain nombre de géométrie (laminaire, tabulaire, en dôme, hémisphérique ou même conique; (Figure 1-1)). La source de sédiments carbonatés est fortement hétérogène et, par conséquent, tous les objets géologiques qualifiés de « mudmound » n'ont pas nécessairement d'unité génétique. Cette variabilité naturelle des monticules carbonatés exige une variabilité de modes de production et d'accrétion du matériel carbonaté boueux. Les trois principaux modes d'accrétion des monticules carbonatés sont la biominéralisation, l'organominéralisation et la cimentation (Bourque *et al.*, 2004) mais il en existe beaucoup d'autres. Qu'en est-il de l'accrétion mécanique qui est à l'origine des monticules de type contourites dans les dépôts crayeux de la Mer du Nord (Anderskov *et al.*, 2007), des processus de chemosynthèse, à l'origine des monticules chemosynthétiques du Crétacé de l'Arctique Canadien ou du Sud-Est de la France (Gaillard *et al.*, 1985; Rolin *et al.*, 1990; Beauchamp et Savard, 1992) ou encore des mécanismes d'échappements de gaz à l'origine des volcans de boue (Fernandez-Puga *et al.*, 2007)?

Ce projet de doctorat, qui bénéficie du soutien financier du NSERC (« Bioconstruction in the Ancient : nature and controls », « Carbonates sediments and natural organic matter » et le programme d'opportunités spéciales de recherche « Early diagenesis of deep-water coral mounds, Atlantic Ocean ») et de l'Université Laval, se propose de

réaliser une étude sédimentologique et diagénétique comparative de cinq exemples de monticules carbonatés d'âges Paléozoïque, Mésozoïque et Moderne. Bien que ces différentes structures monticulaires aient en commun une morphologie et des faciès sédimentaires à grains fins, leurs mécanismes d'accrétion apparaissent fondamentalement différents. Le sujet de ce doctorat est de proposer une approche génétique systématique plutôt que descriptive afin de reconnaître dans les objets géologiques finaux, le ou les mécanismes à l'origine de leur formation. Pour chaque exemple, il s'agira de faire un bilan des différents processus de production, de destruction et d'accrétion d'un matériau carbonaté à grains fins, microcristallin et de leur importance respective.

Mieux comprendre la diversité naturelle des objets de type « mudmounds » est un sujet de discussion actuellement débattu au niveau de la recherche sédimentologique internationale (Desrochers *et al.*, 2007). Existe-t-il un lien entre les différents types de « mudmounds » ? Est-ce que certains « mudmounds » sont liés génétiquement (*i.e.* naturellement) et si oui, quel(s) est (sont) ce(s) lien(s) ? En guise de préambule, il nous semble nécessaire de rappeler succinctement quels sont les différents modes de formation, de destruction et d'accrétion de matériau carbonaté à grains fins et de donner les caractères pétrographiques et géochimiques pouvant servir à les diagnostiquer dans un objet géologique final de type « mudmound ».

1.2 Modes de production, destruction et accrétion de matériaux carbonatés à grains fins et signatures spécifiques

1.2.1 Processus sédimentaires

1.2.1.1 Création de matériaux carbonatés à grains fins

Bioiminéralisation

Dans le cas de la bioiminéralisation, la formation de minéraux est associée à une cellule, quelle soit procaryote ou eucaryote, qui contrôle le type de minéral formé, son orientation cristallographique et sa micro architecture (Lowenstam, 1981). La bioiminéralisation comprend donc toutes les variations telles que la squelettogenèse, l'encroûtement ou le piégeage actif de particules (ou « binding ») *via* la production d'un mucus (qui conditionne le piégeage de particules sédimentaires). Sur la trentaine de

biominéraux identifiés jusqu'à présent, deux tiers d'entre eux sont des carbonates de calcium, deux tiers comportent H_2O ou OH^- et un quart sont des colloïdes (Lowenstam, 1981). On distingue les biominéraux formés sous contrôle direct de la cellule (*via* la formation de matrices organiques) et ceux dont la formation est induite par la cellule mais qui précipitent à l'extérieur de la cellule, sans l'intervention de matrices organiques (Lowenstam, 1981; Trichet et Défarge, 1995). Le rôle des communautés microbiennes dans la formation des sédiments carbonatés à grains fins est discuté depuis de nombreuses années, allant parfois jusqu'à leur attribuer l'origine des « mudmounds » (Monty et Maurin, 1982; Monty *et al.*, 1995; Pratt, 1995;2000). Même si les bactéries sont omniprésentes dans les sédiments marins, et ce, quelque soit la profondeur de sédiment ou le contenu en oxygène dissous, leur rôle comme producteur direct de carbonate de calcium *via* un mécanisme enzymatique est probablement surestimé dans de nombreux exemples géologiques (se référer à la discussion dans Bourque, 1997). La forme des biominéraux est généralement définie par la géométrie des matrices organiques impliquées dans leur formation ce qui permet de les distinguer des minéraux inorganiques. De plus, les organismes impliqués dans la formation des biominéraux pourront également influencer (effet vital) leurs caractéristiques géochimiques (*e.g.* composition isotopique, contenu en strontium ou patron de distribution des terres rares) de telle sorte qu'ils ne seront plus en équilibre avec leur environnement de formation (Kinsman, 1969; Webb et Kamber, 2000; Guido *et al.*, 2011). En ce qui concerne la biominéralisation effectuée par les micro-organismes (bactéries, cyanobactéries), cette dernière pourra être diagnostiquée si et seulement si le spectre taphonomique complet est préservé, depuis les structures squelettiques telles que les tubes et les bâtonnets jusqu'à l'échelle des agrégats péloïdaux (Turner *et al.*, 2000a). Seule la coexistence de ces différents états taphonomiques permettra d'attester du rôle joué par les communautés bactériennes dans la production d'une phase carbonatée microcristalline.

Précipitation physico-chimique

Elle correspond à la précipitation de carbonate de calcium par sursaturation des eaux. La précipitation (et donc la dissolution) du carbonate de calcium est régie par l'équation :



La solubilité des ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} dépend surtout des conditions de température, de pression et de salinité (Millero, 1995; Zeebe et Wolf-Gladrow, 2001). Différents processus peuvent donc influencer le degré de saturation des eaux (marines ou douces) et ne sont pas indépendants les uns des autres (*e.g.* un changement de la teneur en CO_2 dissous va entraîner une modification du pH). La précipitation directe de carbonate de calcium à partir d'eau de mer sursaturée a surtout été étudiée de façon expérimentale en observant le taux de précipitation de carbonate de calcium en fonction des différents états de saturation (Cloud, 1962; Chave et Suess, 1970; Macintyre, 1985). La précipitation de carbonate de calcium dépend bien du degré de sursaturation mais il existe aussi d'autres facteurs biologiques ou cinétiques qui facilitent ou empêchent la sursaturation (Cloud, 1962). La présence et l'abondance de *nuclei*, par exemple, jouent un rôle prépondérant (Pytkowicz, 1969). Une précipitation d'origine purement inorganique est souvent le phénomène invoqué pour expliquer la formation des « whittings » ou nappes blanches-laiteuses riches en aiguilles d'aragonite qui se forment dans les eaux tropicales peu profondes de la plate-forme des Bahamas ou encore dans le Golfe Persique (Shinn *et al.*, 1989). Cette explication ne fait cependant pas l'unanimité, et l'intervention d'organismes vivants sous forme de blooms de picoplancton qui agiraient comme agents de nucléation est aussi suggérée, aussi bien dans le milieu marin que dans le milieu lacustre (Thompson et Ferris, 1990; Robbins et Blackwelder, 1992; Friedman *et al.*, 1993; Thompson *et al.*, 1997; Obst *et al.*, 2009). Dans les environnements lagunaires hypersalins de la plate-forme des Bahamas, c'est également une précipitation physico-chimique de calcite magnésienne et d'aragonite qui semble être à l'origine des boues carbonatées (Cloud, 1962; Loreau, 1982; Dix, 2001).

Accrétion mécanique

L'accrétion mécanique combinée à d'autres mécanismes physiques ou biologiques peut être responsable de la création de relief positif sur le fond marin. En mer du Nord, de nombreux exemples de monticules carbonatés à grains fins sont interprétés comme étant formés par l'action mécanique de courants de fond combinée à l'accumulation simple de plancton calcaire pélagique et à l'action d'organismes vivants, tels que les bryozoaires (Thomsen, 1983; Surlyk *et al.*, 2006; Anderskov *et al.*, 2007) ou les éponges (Noe-Nygaard et Surlyk, 1985). Outre leur action mécanique, les courants océaniques peuvent aussi être, indirectement, responsables du développement de monticules d'eaux profondes en créant des conditions locales à régionales de (paléo-) productivité accrue (Mullins *et al.*, 1981; James *et al.*, 2004; Huuse et Feary, 2005) et en favorisant donc l'installation de communautés benthiques bioconstructrices. Les lithohermes du Déroit de Floride, décrits par Neumann *et al.* (1977) sont un autre exemple pour lequel les courants marins et la lithification sous-marine précoce seraient responsables de l'accrétion verticale de structures monticulaires profondes. La contribution squelettique aux sédiments boueux et à l'édification de morphologie monticulaire est un autre phénomène à prendre en compte. En effet, la désintégration de squelettes calcaires d'origine animale ou végétale en particules carbonatées est une source importante de sédiments carbonatés fins (Gischler et Zingeler, 2002). L'exemple de l'algue verte *Halimeda* sp. est l'un des plus connus. Sous l'action mécanique des vagues, cette algue se segmente et fournit une importante partie de la boue carbonatée dans les milieux lagunaires et les récifs des mers tropicales (Hine *et al.*, 1988; Marshall et Davies, 1988; Roberts *et al.*, 1988). Les autres familles d'algues calcaires productrices de sédiment les plus communes sont *Penicillus* et *Udotea* (Lowenstam, 1955; Milliman, 1977; Hillis, 1991; Mu, 1991; Ries, 2005). Enfin, l'accrétion mécanique de boues carbonatées peut être causée indirectement par des animaux (*e.g.* bryozoaires fenestrés, coraux scléactiniens branchus) ou des végétaux (algues marines) en ralentissant (« baffling ») ou en piégeant passivement les boues carbonatées (« trapping ») (Scoffin, 1970; Marshall et Davies, 1988). Dans le cas d'accrétion mécanique, hormis lorsqu'il y a formation d'une surface durcie, il n'y a pas de signature géochimique spécifique. En revanche, les traces laissées par les courants et le remaniement mécanique seront

observables à grande échelle, depuis l’affleurement (échelle métrique à plurimétrique) jusqu’à l’imagerie sismique (échelle pluri-décamétrique à kilométrique).

1.2.1.2 Destruction de matériaux carbonatés à grains fins

Érosion mécanique

L’érosion mécanique peut être purement physique *via* l’action des courants ou être le résultat de l’activité d’organismes vivants. Les études portant sur l’érosion physique par les courants de fond sont surtout expérimentales. L’érosion mécanique dépend à la fois de la force du fluide (généralement quantifiée par la force de cisaillement appliquée sur le fond) et des propriétés (poids et cohésion) des particules sédimentaires à mettre en mouvement (Southard *et al.*, 1971; Black *et al.*, 2003). La stabilité des sédiments fins et leur potentiel à être érodés sont grandement affectés par la présence d’organismes vivants libérant des polymères organiques (Paterson et Black, 1999; Perkins *et al.*, 2004). Enfin, la bioturbation ou remaniement mécanique causé par l’activité d’organismes vivants, que ce soit par leurs déplacements, la recherche de nourriture ou la fuite, par exemple. L’activité des organismes endobenthiques et epibenthiques peut changer la taille des grains (*e.g.* production de coprolithes), restructurer le sédiment par leur passage et créer ainsi des fabriques spécifiques facilement identifiables à l’affleurement et à l’échelle de la lame mince (*e.g.* *Thalassinoïdes*).

Bioérosion

La bioérosion a été définie par Neumann (1966) comme étant la destruction de roches et de minéraux par l’action d’organismes vivants. C’est l’un des phénomènes les plus importants affectant la pérennité et le degré de préservation des récifs carbonatés (Hutchings, 1986) et cela peut également s’appliquer aux monticules. Elle influence la production nette de carbonates, leur recyclage et les taux d’accrétion des systèmes récifaux et ce, de différentes façons (Hallock, 1988; Hubbard *et al.*, 1990). Les taux de bioérosion sont très variables, aussi bien dans l’espace que dans le temps (Kiene et Hutchings, 1994; Chazottes *et al.*, 1995; Pari *et al.*, 2002) et sont influencés par de nombreux facteurs biotiques et abiotiques (Risk *et al.*, 1995). Même si elles sont toutes liées à l’action d’organismes vivants, on distingue la corrosion (ou bioérosion chimique) qui détruit les

carbonates par dissolution chimique et la bioabrasion (ou bioérosion physique) qui correspond à l'ablation mécanique de carbonates (Golubic et Schneider, 1979). A l'échelle microscopique, les microbioforeurs (fungi, algues, cyanobactéries), quant à eux, pénètrent les squelettes calcaires et, par leur activité métabolique (photosynthèse/respiration), fragilisent les structures squelettiques et facilitent leur désintégration (Garcia-Pichel, 2006; Tribollet, 2008). En pratique, les évidences de bioérosion sont facilement identifiables pétrographiquement sur les matériaux carbonatés squelettiques et non squelettiques. Cependant, il est parfois difficile de séparer strictement les processus. La bioérosion par les éponges clones (famille des *Clionidae*) est un exemple très commun de macrobioérosion, et probablement l'un des plus efficaces (Bromley, 1978; Risk et MacGeachy, 1978; James et Macintyre, 1985). Ces éponges excavatrices perforent des substrats carbonatés durs (e.g. squelettes minéralisés, coquilles, surfaces durcies) au moyen de leur amœbocytes. C'est une double attaque chimique (« etching ») et physique (perforation) qui produit ainsi de petites particules carbonatées (« chips ») de la taille des boues, facilement transportables (Cobb, 1969; Rützler et Rieger, 1973; Rützler, 1975).

1.2.2 Processus de diagenèse précoce

1.2.2.1 Création de matériaux carbonatés à grains fins

Organominéralisation

L'organominéralisation correspond à la précipitation de carbonate de calcium en relation étroite avec des substrats organiques non vivants qui peut se produire dans les sols ou dans les sédiments (Trichet et Défarge, 1995). L'organominéralisation telle que définie par ces auteurs n'implique pas seulement des processus dans lesquels la matière organique joue un rôle chimique (réactions redox, production d'acides) aboutissant à la formation de minéraux. Il s'agit d'une réaction chimique complexe ayant lieu lors des phases précoces de l'humification au cours de laquelle le substrat organique qui se dégrade fournit également un substrat (par exemple un réseau de fibres organiques de type collagène) pour la précipitation minérale. En 1995, Trichet et Défarge travaillaient sur des sédiments en provenance d'atolls de Polynésie française. En appliquant la microscopie électronique dite « cryoscanning », ils ont observé le détail de filaments cyanobactériens en cours de

dégradation. Les fibres de polysaccharides libérées lors de la dégradation se réorganisent en nids d'abeilles, qui correspondent donc à une structure secondaire. Les faisceaux de calcite à haut magnésium précipitent dans ces chambres, perpendiculairement au mur d'une telle structure organique. Il s'agit alors d'organominéralisation que l'on qualifie d'induite et supportée ou ISOM (« Induced and Supported OrganoMineralization »). Différents critères pétrographiques et géochimiques permettent de distinguer un organominéral : (1) les minéraux authigènes préservent (plus ou moins bien) la structure originelle du matériau organique (non squelettique) sur lequel ils se sont formés (Trichet et Défarge, 1995) et (2) ils présentent une signature fluorescente spécifique (Neuweiler *et al.*, 1999) liée à (3) l'enrichissement local en matière organique dissoute (FDOM) soluble dans l'eau. Cette signature est géologiquement archivée dans les minéraux authigènes (Neuweiler *et al.*, 2000; Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2007; Neuweiler *et al.*, 2009) et ces minéraux authigènes (4) sont associés à la présence de traceurs géochimiques de la diagenèse suboxique (contenu en fer et manganèse, ratio Ce/Ce*) (German *et al.*, 1995; Neuweiler et Bernoulli, 2005).

Chemosynthèse

Le cas des monticules chemosynthétiques (ou pseudobiohermes *sensu* Beauchamp et Savard (1992)) est particulier et difficile à catégoriser. Ils correspondent à des monticules carbonatés associés à des événements sous-marins, d'origine hydrothermale. Ces objets monticulaires ne forment pas de reliefs significatifs sur le fond marin et ne présentent aucun organisme classiquement reconnu comme constructeurs de récifs (Gaillard *et al.*, 1985; Gaillard *et al.*, 1992). Ici, le mécanisme de formation de la boue carbonatée réside dans l'activité des bactéries réductrices du méthane (Beauchamp *et al.*, 1989; Beauchamp et Savard, 1992). Des mécanismes similaires seraient à l'œuvre dans les événements froids (« cold seeps ») et les suintements de saumures (« salt brines »). Le carbone dans le méthane issu des événements est fortement appauvri en ^{13}C comparé au carbone qui dérive de la production primaire de surface. Dans la littérature, le $\delta^{13}\text{C}$ de ces carbonates chemosynthétiques varie généralement entre -20 ‰ et -65 ‰ PDB (Beauchamp *et al.*, 1989; Beauchamp et Savard, 1992; Peckmann *et al.*, 1999; Peckmann *et al.*, 2002) mais peut parfois être plus faible. Il est donc communément admis que les carbonates authigéniques présentant de faibles

valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ se sont formés *via* l'oxydation du méthane. La présence de biomarqueurs caractéristiques des *Archaea* méthanotrophes et des bactéries sulfato-réductrices ainsi que d'une communauté fossile de spécialistes permettent également de diagnostiquer des carbonates chémosynthétiques (Thiel *et al.*, 2001; Peckmann et Thiel, 2004).

Cimentation

Dans le milieu marin, la formation de ciments carbonatés précoces peut se faire (1) en remplissage des espaces vides dans les sédiments carbonatés d'origine biogénique (c'est un phénomène important dans les récifs), (2) à l'extérieur des particules sédimentaires, sous forme d'intercroissances (*e.g.* grapestones, surface durcie, « beach rock ») et (3) en remplacement de particules sédimentaires sous l'action d'organismes bioforeurs (phénomène de micritisation *sensu* Bathurst (1966) ou parfois dénommés carbonates cryptocristallins). Les facteurs contrôlant la composition chimique et la minéralogie des ciments carbonatés sont nombreux et correspondent notamment à la minéralogie du minéral hôte, à l'apport en eau marine ou encore à la présence de matière organique (Bathurst, 1975; Morse, 2003). Dans des conditions anoxiques, la reminéralisation de la matière organique *via* la réduction des sulfates a pour effet d'augmenter l'alcalinité totale alors que le pH reste stable (Morse et Mackenzie, 1990; Walter *et al.*, 1993), ce qui est favorable à la formation de carbonate de calcium. Dans des conditions marines normales, la signature géochimique des ciments sera comparable à celle d'un carbonate issu de la précipitation directe depuis l'eau de mer alors que les phases cimentées formées au cours de la diagénèse (*e.g.* réduction des sulfates) préserveront la signature géochimique propre à leur environnement diagénétique (Irwin *et al.*, 1977; Given et Wilkinson, 1985; Hendry, 1993).

1.2.2.2 Destruction de matériaux carbonatés à grains fins

Dissolution inorganique du CaCO_3

Dans des conditions aérobies dans le sédiment, la dissolution des carbonates de calcium est due à la production de CO_2 dissous lors de la réaction de reminéralisation oxydative de la matière organique (Bathurst, 1975; Morse et Mackenzie, 1990). Lorsque les eaux de fond sont sursaturées en carbonate de calcium, l'acide carbonique produit lors du recyclage de la matière organique est d'abord neutralisé par les ions bicarbonates puis,

lorsque les eaux interstitielles atteignent un degré suffisant de sous-saturation, il y a dissolution des phases carbonatées plus solubles (Emerson et Bender, 1981). Le type de matière organique (ratio C/N) ainsi que le degré de précipitation des sulfures de fer influencent grandement le taux de saturation des carbonates (Tribble, 1993). Dans les sédiments d'eaux peu profondes, la densité de racines et rhizomes de plantes aquatiques contrôle le taux de dissolution des carbonates (Burdige et Zimmerman, 2002) en apportant une quantité accrue d'oxygène dissous dans le sédiment.

1.2.3 Schéma synthétique

En résumé, les processus que l'on qualifiera de biologiques, sont actifs à la surface et dans les premiers centimètres de sédiments, là où vit la majorité des organismes vivants. À la frontière entre la biologie et la géologie, le recyclage de la matière organique est un processus fondamental (Figure 1-3) dont découlent de nombreux phénomènes de diagenèse précoce. Dans la zone diagenétique oxic, le recyclage de la matière organique (oxydation associée à la réduction des sulfates) conduit à la dissolution des carbonates. Par contre, dans la zone diagenétique sub-oxique, le recyclage de la matière organique sera une composante constructive et pourra être associé à l'organominéralisation (*sensu* Trichet & Défarge, 1995) et à la cimentation (Morse et Mackenzie, 1990). Finalement, au-delà de l'influence de tout organisme vivant, les processus géologiques tels que la cimentation inorganique (précipitation de calcium totalement contrôlée par la sursaturation chimique) ou la dissolution de l'aragonite et son remplacement par son polymorphe, la calcite, sont des traits communs des récifs et des monticules carbonatés. Il est important de rappeler ici que les processus géologiques peuvent aussi se rencontrer proche de la surface ou même au sein de la colonne d'eau. Le recyclage de la matière organique caractéristique de la zone de diagenèse suboxique n'a pas toujours lieu dans le sédiment mais peut commencer dans la colonne d'eau si les teneurs en oxygène sont peu élevées (comme c'est le cas lorsque la turbidité des eaux est élevée par exemple). A l'inverse, une bioirrigation et une bioturbation importantes dans les premiers centimètres de sédiments déplaceront la zone de diagenèse suboxique (Furukawa *et al.*, 2000). D'autre part, au sein des divers habitats cryptiques existant sur le fond marin (Kobluk, 1988), les conditions de luminosité et d'agitation des eaux et le contenu en oxygène sont fortement réduits ce qui entraîne une condensation des

processus biologiques, diagénétiques et géologiques dans un espace restreint et un temps limité.

Ensuite, il faut également rappeler ici le fait que les frontières entre les différents processus biologiques, physiques, chimiques ne sont pas franches. Certains organismes vivants (*e.g.* bactéries chemolithotrophes) changent les conditions micro-environnementales par leurs mécanismes métaboliques, et induisent la précipitation de carbonate de calcium à grains fins. S'agit-il d'un phénomène sous contrôle biologique ou physico-chimique ? Le cas de la bioérosion discuté plus tôt (page 10) illustre également la difficulté de catégoriser un système naturel complexe.

Enfin, les différents processus de formation de carbonates de calcium peuvent être fortement interdépendants. Par exemple, quels que soient les bioconstructeurs impliqués, la bioérosion mécanique détruit les charpentes de type récifal et les réduit en sédiments fins qui pourront être exportés vers le large. Une fois qu'elles sont affaiblies par la bioérosion mécanique, les structures récifales seront plus fragiles vis-à-vis de l'érosion mécanique, notamment par les vagues de tempêtes (Tribollet et Golubic, 2011). De la même façon, la formation des boues aragonitiques ou « whittings » semble résulter de l'interaction complexe de processus physiques et biologiques (Hodell *et al.*, 1998). L'activité biologique localement accrue conditionne la précipitation inorganique d'aragonite en générant les conditions environnementales favorables à cette réaction purement physico-chimique (Sondi et Juračić, 2010).

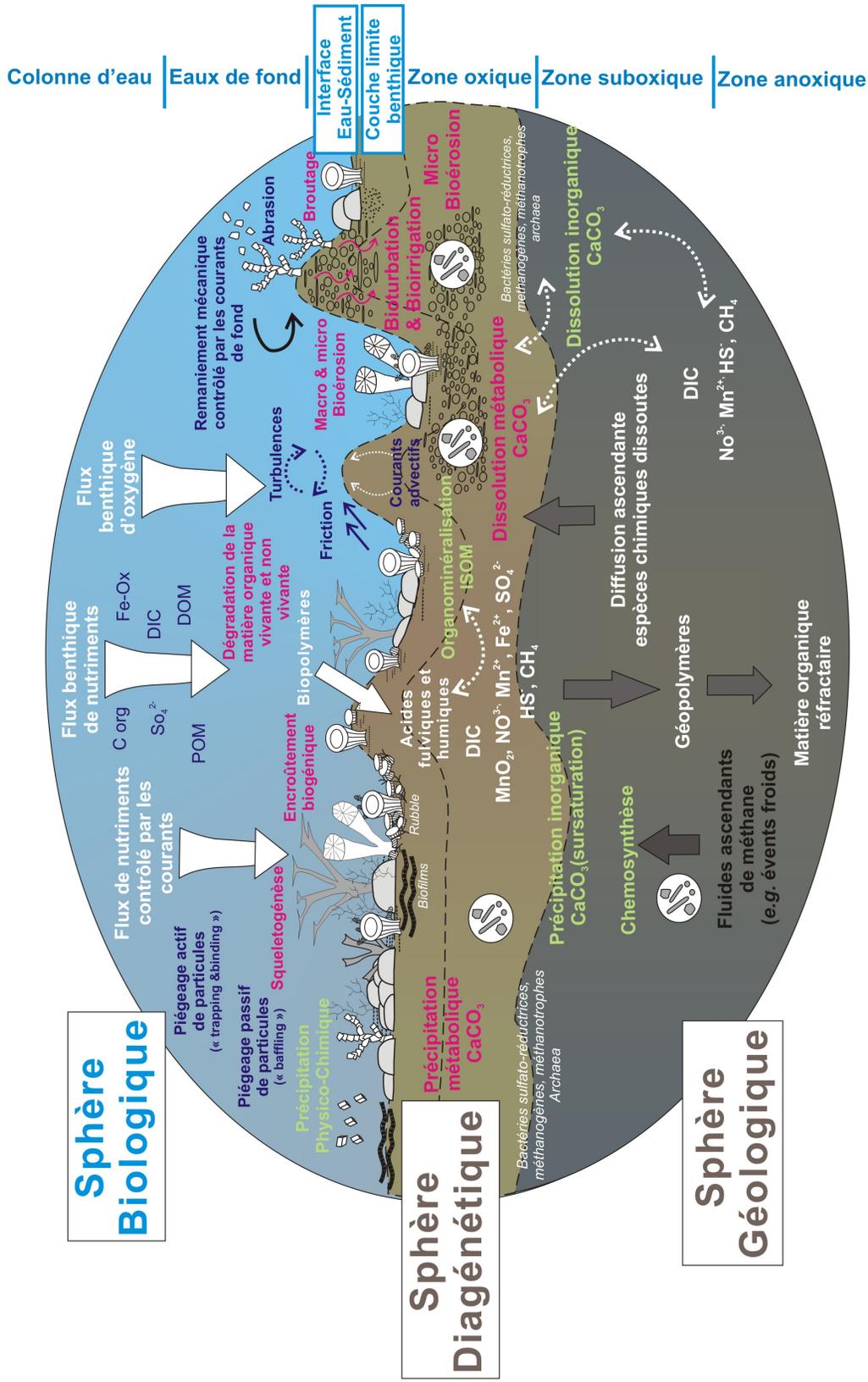


Figure 1-3 : Schéma rassemblant les principaux modes de production, de destruction et d'accrétion de sédiments carbonatés à grains fins. Les processus biologiques sont indiqués en rose, les processus physiques en bleu et les processus physico-chimiques en vert. Les flèches en traits pleins symbolisent des flux alors que les flèches en traits pointillés représentent des couplages. Noter que la distribution des processus biologiques, diagénétiques et géologiques est contrôlée par le contenu en oxygène et leur organisation spatiale (verticale notamment) peut être différente en fonction des conditions environnementales (C org désigne le carbone organique, DIC désigne le carbone inorganique dissous, POM désigne la matière organique particulaire, et DOM désigne la matière organique dissoute).

1.3 Approche

C'est dans les années soixante que le terme anglophone « mudmound » a été défini et utilisé pour désigner un faciès composite, microcristallin, présent à la base d'un édifice récifal (Textoris et Carozzi, 1964; Textoris, 1966). Ces auteurs travaillaient alors sur les « Niagarian reefs », d'âge Silurien, affleurant dans l'Indiana (États-Unis). À l'affleurement, ce faciès de « mudmound » correspond à la combinaison d'un sédiment calcaire fin et des masses de sparite (Figure 1-4). Dans ces masses sparitiques blanchâtres, il n'est pas rare d'observer des poches de sédiment infiltré, ce qui indique que ces masses de sparite étaient des cavités au préalable. Pour expliquer l'existence d'un système de cavités dans un sédiment fin, boueux, il a fallu examiner ces faciès à l'échelle de la lame mince. A l'échelle microscopique, on réalise que le sédiment fin se divise lui-même en deux masses distinctes. La première est une phase micritique, souvent foncée, à géométrie labyrinthique. Ses marges sont irrégulières (« scalloped margins »), caractérisées par la présence de micro-arrachements ou « etching pits ». Cette phase correspond à l'automicrite sensu (1965) et Reitner *et al.*, (1995). Au sein même de ce labyrinthe d'automicrite, on remarque la présence d'une ou plusieurs générations de sédiment infiltré. La présence concomitante de ces phases, dénommées allomicrite(s), et des évidences de dissolution impliquent que le système labyrinthique est resté relié à la surface tout au long de son développement.

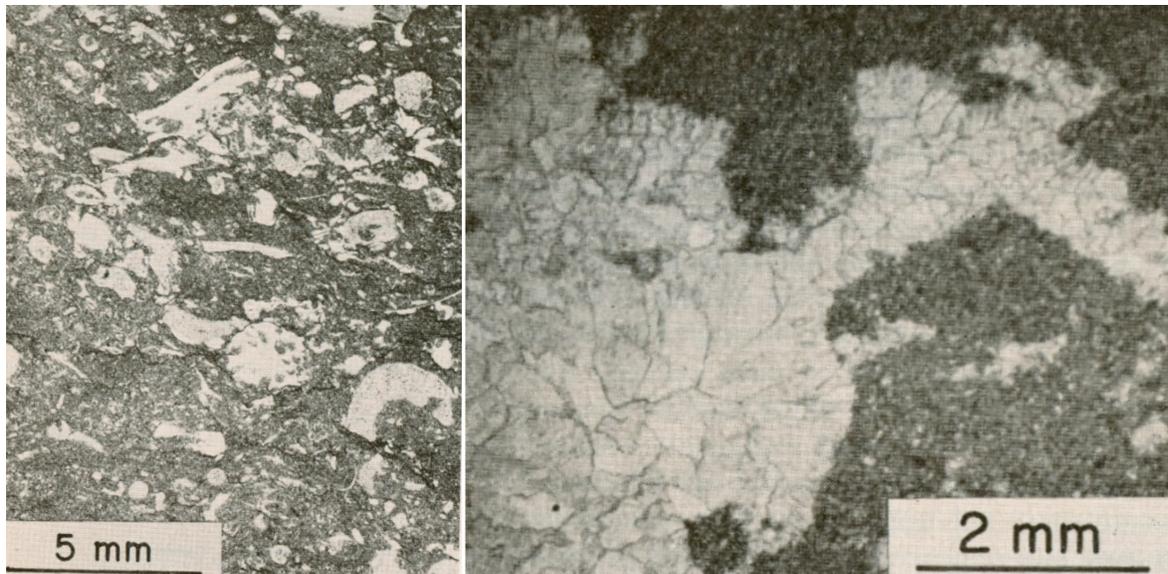


Figure 1-4 : Définition historique du terme « mudmound ». (A) Faciès packstone dolomitique riche en fragment de crinoïdes, de bryozoaires ramifiés et d'ostracodes. Noter l'abondance de cavités remplies par un ciment calcitique limpide. (B) Détail d'une cavité de type stromatactis avec un remplissage de calcite sparitique. Photomicrographies originales issues de Textoris (1966 ; figures 2 et 3).

L'ensemble de ces critères pétrographiques (Figure 1-5) dessine la fabrique polymicritique ou « polymud fabric » (Lees et Miller, 1985). Dès lors, les éléments permettant de diagnostiquer le faciès mudmound étaient pourtant simples et clairement définis :

- Un sédiment, fin, microcristallin, dessinant une structure labyrinthique : l'automicrite (Neuweiler et Reitner, 1993).
- Un système de cavités dont la géométrie est caractéristique (un toit digité et une base plane), et qui sont remplies de masses de sparite – Cela correspond tout à fait à la définition des cavités stromatactis (Bathurst, 1959; Bourque et Boulvain, 1993; Neuweiler *et al.*, 2001a) que l'on peut reconnaître grâce à la co-occurrence des quatre caractères suivants : (1) la formation d'une cavité au sein d'une phase carbonatée microcristalline (2) remplie par un ciment marin et (3) dont la base est plane et (4) le toit est digité;
- Une ou plusieurs générations de sédiment infiltré présentent au sein même de ces cavités : l(es) allomicrite(s) *sensu* Lees et Miller (1985). Cela correspond au « multicomponent mudstone » de Lees (1964). Ce ne sont pas seulement plusieurs

matrices boueuses sans organisation mais plutôt un sédiment fin fortement structuré, à composantes multiples et successives (Desrochers *et al.*, 2007).

Ces observations simples amènent à se poser une première question importante : comment expliquer la formation d'un système de larges cavités dans un sédiment fin, de nature microcristalline ?

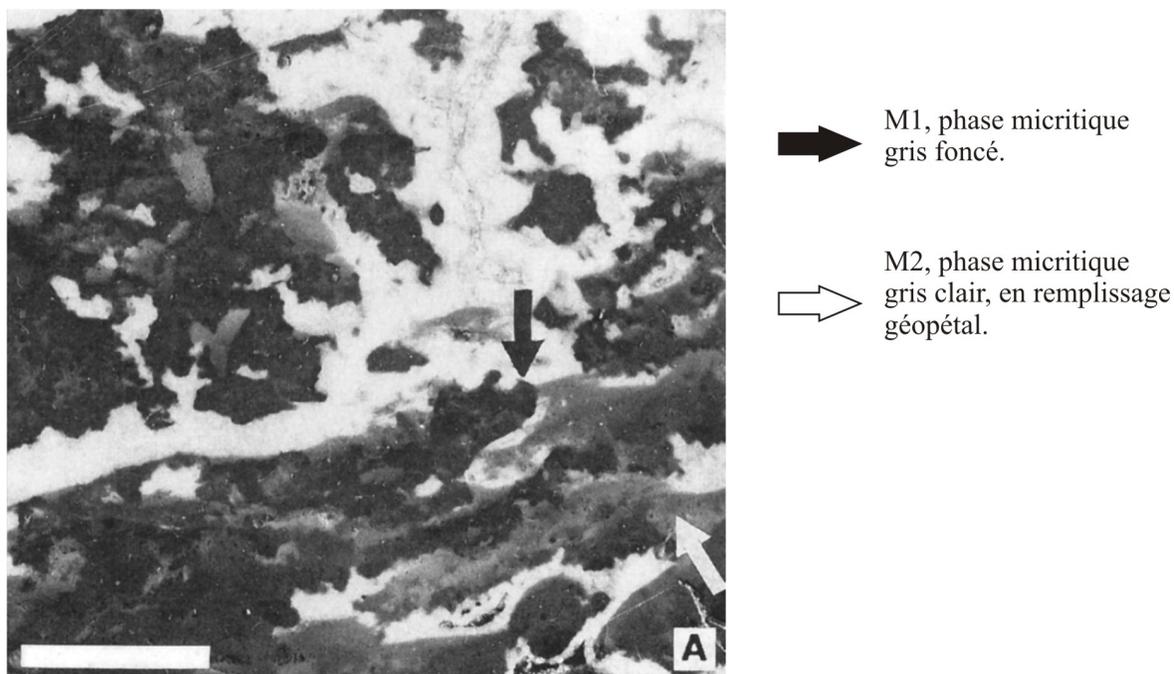


Figure 1-5 : Définition de la fabrique polymicritique illustrée par un exemple de faciès de monticules de type Waulsortien (Mullawornia, Irlande). Les différentes phases de micrites apparaissent avec des teintes de gris différentes, la plus foncée correspondant à M1. Les masses blanches correspondent à des ciments de calcite sparitique. Noter les différentes générations de boues géopétales, M2, M3, etc. Photomicrographie originale de Lees et Miller (1985; figure 13A), correspondant à une section polie, orientée perpendiculairement à la stratification. L'échelle sur la photographie mesure 1 cm.

La seule manière d'obtenir une telle fabrique est d'avoir de façon concourante (simultanément à l'échelle des temps géologiques): (1) lithification précoce (puisque cela s'est produit en relation avec la surface), (2) effondrement interne aboutissant à la création de cavités aux marges irrégulières (parfois de grande taille), et (3) remplissage de ces cavités. Du point de vue des processus, les faciès polymicritiques à cavités stromatactis résultent donc d'une compétition entre l'organominéralisation, d'une part, et la cimentation d'autre part.

Les avancées les plus significatives dans la compréhension des mécanismes de formation des monticules à stromatactis sont très récentes et s'appuient sur les travaux de Bourque et Gignac (1983), et Bourque et Boulvain (1993) qui révélaient d'ores et déjà le rôle important joué par les éponges et les phénomènes de diagenèse précoce liés à la dégradation de leurs tissus conjonctifs dans la formation des cavités de type stromatactis. C'est grâce à la redécouverte d'un exemple moderne d'éponge siliceuse calcifiante, *Sphaciospongia vesparium* (Bahamas) qu'il a été démontré que des cristaux d'aragonites authigènes (Figure 1-6C) se forment lors des étapes d'humification précoce du tissu de collagène de cette éponge (Neuweiler *et al.*, 2007). En effet, lors de la dégradation, les acides humiques fraîchement produits sous forme de colloïdes (Chin *et al.*, 1998) s'adsorbent préférentiellement sur les tissus conjonctifs relativement bien résistants à la décomposition (fibres de collagène) et cette phase adsorbée sert alors à la précipitation de carbonates de calcium. Lors de ce type de minéralisation, la signature de l'eau marine interstitielle est géochimiquement archivée, c'est-à-dire que les colloïdes réactifs piégés dans les minéraux néoformés seront par la suite extractibles sous la forme de matière organique fluorescente dissoute (ou FDOM) de faible poids moléculaire (Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2007; Neuweiler *et al.*, 2009).

Les découvertes liées à l'étude de *Sphaciospongia vesparium* (Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2007; Daoust, 2008) amènent alors à se demander quel est le rôle joué par le processus d'organominéralisation (et donc le rôle des éponges) dans la formation des mudmounds et ce, à l'échelle du Phanérozoïque? Dans le Moderne, les éponges sont très souvent trouvées en association avec les récifs des mers tropicales (Rützler, 1978; Wiedenmayer, 1978) ainsi que dans les environnements d'eaux froides et profondes tels que la mer de Norvège (Freiwald *et al.*, 1997; Freiwald et Wilson, 1998). Dans l'enregistrement fossile, les éponges sont aussi très fréquentes. Elles ont parfois été interprétées comme constructeur de charpente (« frame builder ») ou agent de cohésion (« binder ») en association avec les édifices récifaux à coraux « classiques » (Rigby, 1971) mais leur importance comme substrat et catalyseur dans le processus d'organominéralisation a très souvent été sous-estimée.

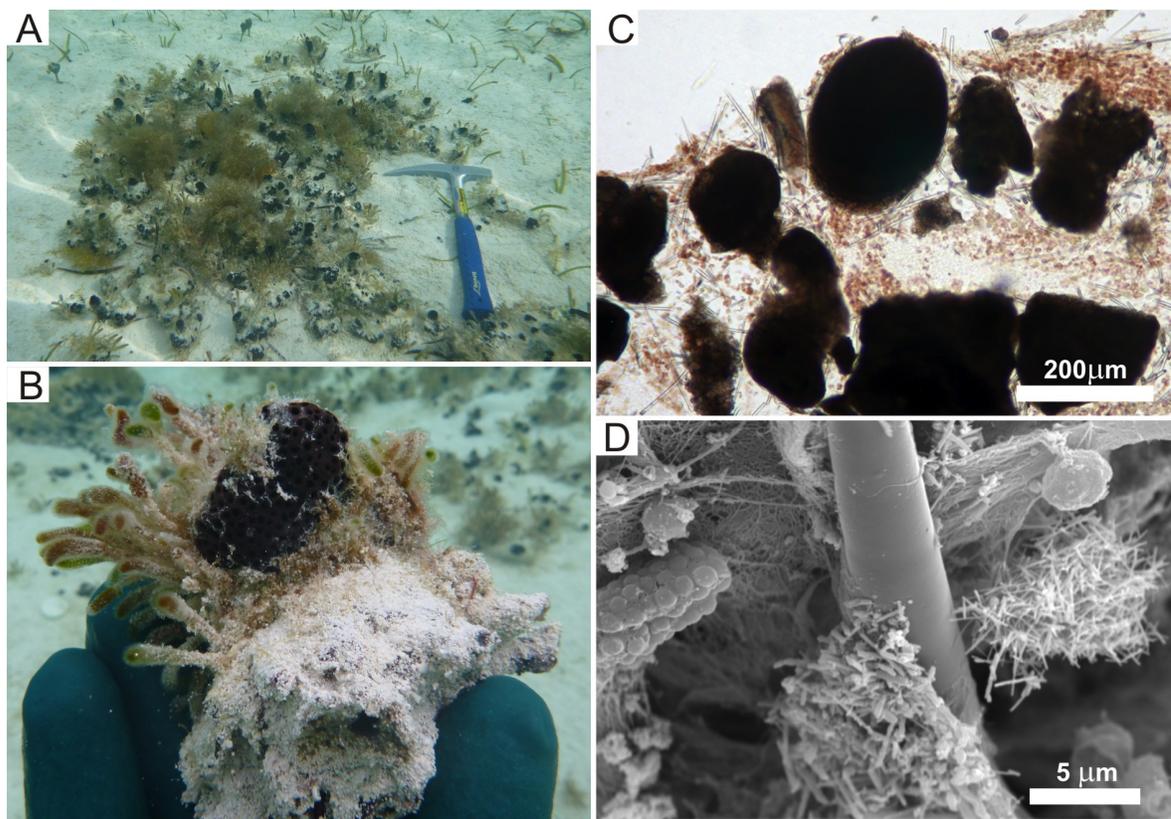


Figure 1-6 : Exemple moderne d'une éponge calcifiante *Sphaciospongia vesparium*. (A) La partie vivante de l'éponge est très restreinte (petites masses noires centimétriques visibles sur le fond sableux). (B) Au sommet du spécimen, la partie fraîche et vivante est bleu violet à noire et les ostia sont bien visibles. Le reste de l'éponge est enfoui dans le sédiment, entouré d'une couche pluricentimétrique de particules sédimentaires agglutinées, et se lithifie (photographies sous-marines de l'auteur prises à l'Ouest de l'île d'Andros, Bahamas). (C) Coupe histologique de la partie lithifiée de l'éponge. Le tissu est presque totalement dégradé (coloré en brun) et de nombreuses particules sédimentaires sont agglutinées à la surface et parfois même encapsulées au sein même du tissu (d'après Neuweiler *et al.*, 2007). (D) Photographie prise au MEB d'une partie calcifiée de l'éponge illustrant les agrégats de cristaux d'aragonites authigènes formés en étroite relation avec les fibres de collagène (d'après Neuweiler *et al.*, 2007).

L'approche adoptée dans le cadre de ce travail découle donc de l'enchaînement de ces précédents travaux (Textoris et Carozzi, 1964; Textoris, 1966; Bourque et Gignac, 1983; Lees et Miller, 1985; Bourque et Boulvain, 1993; Neuweiler *et al.*, 2001a; Neuweiler *et al.*, 2003; Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2007). Elle consiste à aborder le problème du système « mudmound » d'un point de vue purement génétique, en considérant les trois principaux modes d'accrétion de matériau carbonaté dans le domaine marin benthique, à savoir la biominéralisation, l'organominéralisation et la cimentation.

modes d'accrétion (la somme des trois représentant 100 % de la fabrique sédimentaire *in situ*).

1.4 Objectifs

Les cinq exemples de monticules carbonatés retenus pour cette étude sont situés au Canada (Basses-Terres du Saint-Laurent et Île d'Anticosti), au Maroc (Haut-Atlas Central) et dans l'Océan Atlantique Est.

(1) Le premier objectif de ces travaux de doctorat consiste à présenter une étude détaillée de deux exemples de monticules carbonatés paléozoïques : les biohermes à bryozoaires et crinoïdes de la localité Chute Montmorency et les monticules à bryozoaires et crinoïdes de la localité Île d'Anticosti.

(2) Le deuxième objectif de ce projet de doctorat est de réaliser une étude détaillée des monticules à éponges siliceuses de la localité Foum Zidet (Jurassique inférieur) et de les comparer aux monticules à coraux du Jebel Assameur (Jurassique moyen).

(3) Le troisième objectif de ces travaux de doctorat consiste à comparer ces exemples de monticules du Phanérozoïque (Paléozoïques et Mésozoïques) avec l'exemple Moderne de l'Océan Atlantique Est (localité Escarpement de Pen Duick).

(4) Le quatrième objectif de ce travail est de comparer les résultats obtenus pour chacun des exemples de monticules carbonatés étudiés en appliquant une approche génétique systématique basée sur l'évaluation des trois principaux modes d'accrétion de matériau carbonaté, à savoir la biominéralisation, l'organominéralisation et la cimentation. Cette comparaison sera étendue à quinze cas d'études de « mudmounds » bien documentés dans la littérature permettant ainsi de discuter des différents facteurs intrinsèques et extrinsèques contrôlant les trois principaux modes d'accrétion de carbonates dans le domaine marin benthique.

Chapitre 2 - Matériaux et méthodes

2.1 Matériaux

Les différentes localités traitées dans le cadre de cette étude sont résumées dans le tableau ci-dessous (Tableau 1) et les détails sont présentés dans les paragraphes suivants.

Nom	Localisation	Âge	Description sommaire
Monticules carbonatés de la localité Chute Montmorency	Basses-terres du Saint-Laurent, Québec, Canada	Ordovicien moyen	Petits biohermes à bryozoaires et crinoïdes
Monticules carbonatés de la localité Île d'Anticosti	Île d'Anticosti, Québec, Canada	Silurien inférieur	Bioconstructions à bryozoaires et spongiaires riches en cavités de type stromatactis.
Monticules carbonatés de la localité Foum Zidet	Jebel Bou Hamid, Haut-Atlas Central, Maroc	Jurassique inférieur (Sinémurien sup.)	Monticules à spongiaires
Monticules carbonatés de la localité Jebel Assameur	Jebel Assameur et Jebel Taferdout, Haut-Atlas Central, Maroc	Jurassique moyen (Bajocien sup.)	Monticules à coraux
Monticules carbonatés de la localité Escarpement de Pen Duick	Golfe de Cadiz, Océan Atlantique Est	Pléistocène moyen à Actuel	Monticules à coraux d'eaux froides

Tableau 1: Localités étudiées dans le cadre de cette étude comparative.

2.1.1 Monticules de la localité Chute Montmorency (Ordovicien, Canada)

Localisation: cette localité se situe au sein du secteur des Basses-terres du Saint-Laurent à Québec, Province de Québec, Canada (Figure 2-1).

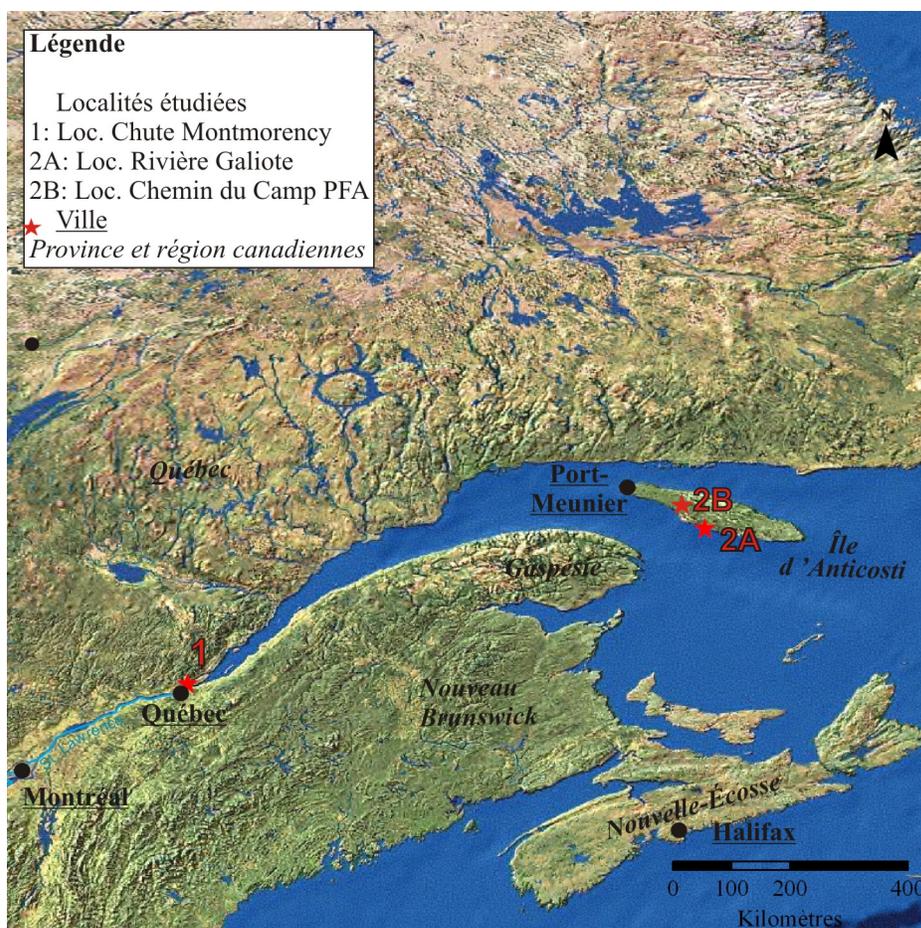


Figure 2-1 : Carte de localisation des localités étudiées dans la province de Québec (Canada). La localité Chute Montmorency présente des biohermes à bryozoaires et crinoïdes, d'âge Ordovicien moyen. Pour l'Île d'Anticosti, les localités Rivière Galiote et Chemin du Camp PFA exposent des monticules à bryozoaires et crinoïdes, d'âge Silurien inférieur (Source : Arc Gis 9, ESRI Data and Maps 9).

Âge: Ordovicien moyen (Caradocien). Cette datation repose sur les faunes à conodonte, bryozoaires et brachiopodes (B.E.I.C.I.P, 1975; Mehrtens, 1979; Globensky, 1987).

Type de monticules: petits biohermes à bryozoaires et crinoïdes.

Dimensions: jusqu'à 1 m de haut et environ 3 mètres de diamètre pour le plus grand des biohermes. Les conditions d'affleurement limitées ne donnent pas accès à la géométrie tridimensionnelle de ces biohermes.

Unité lithostratigraphique: Formation de Deschambault

Contexte de dépôt: rampe carbonatée de milieu tempéré à froid (Lavoie, 1992; Lavoie, 1995).

Échantillonnage: La seule localité connue pour exposer ces faciès à biohermes est celle située au bord de la rivière Montmorency, en amont de la chute Montmorency. Notre revisite de cet affleurement a pour but de valider les informations mésoscopiques (géométrie, variations latérales), d'échantillonner de manière systématique les faciès des biohermes et des couches pré- et post-biohermes et de réaliser de nouvelles analyses géochimiques (isotopes stables et terres rares). Un lever de coupe détaillée (480 cm) a été réalisé et un total de 8 échantillons ont été collectés.

2.1.2 Monticules de la localité Île d'Anticosti (Silurien, Canada)

Localisation: Cette localité se situe au Sud-Central de l'Île d'Anticosti (Province de Québec, Canada (Figure 2-1).

Age: Silurien inférieur (Telychien). Une datation plus précise n'existe pas car aucun graptolite n'a été retrouvé dans la Formation de Chicotte. La datation actuelle repose sur les faunes à conodonte et brachiopodes (Barnes, 1989; Desrochers, 2006; Desrochers *et al.*, 2007). Les travaux plus récents de Munnecke et Männik (2009) s'appuient sur de nouvelles données (faune à conodontes et isotopes stables du carbone) ainsi que sur la comparaison avec le carottage Viki (Estonie) et confirment l'âge Telychien.

Dimensions: jusqu'à 8 m de haut et plusieurs dizaines de mètres de diamètre pour les affleurements côtiers.

Type de monticules: bioconstructions à bryozoaires et spongiaires riche en cavités de type stromatactis.

Unité lithostratigraphique: Formation de Chicotte.

Contexte de dépôt: Rampe carbonatée moyenne à externe, paléolatitudes 15°-20°S c'est-à-dire dans une zone climatique chaude et humide (Desrochers, 2006; Desrochers *et al.*, 2007).

Échantillonnage : Pour cette étude, seule la localité située sur la route principale a été échantillonnée. Pas de lever de coupe mais seulement un échantillonnage sommaire. Au total, cinq échantillons ont été collectés dont trois pour le faciès monticulaire (IA1 à IA3) à cavités de type stromatactis et deux pour les faciès péri-monticulaires (IA4 et IA5). Compte tenu du faible nombre d'échantillons disponibles pour ce travail, une comparaison avec le

matériel échantillonné (21 lames minces) par P.A. Bourque et A. Desrochers a été nécessaire.

2.1.3 Monticules de la localité Foug Zidet (Lias, Maroc)

Localisation : située à environ 15 km au Sud-Ouest de Rich, sur les flancs du Jebel Bou Hamid, Haut-Atlas Central, Maroc (Figure 2-2; Localité 1). Cette ride anticlinale fait partie du « Bloc de Rich », *sensu* Warne, 1989).

Âge : Jurassique inférieur (Lias), Sinémurien supérieur. Cette datation repose sur les faunes à ammonites, foraminifères et algues calcaires (d'après Wilmsen *et al.* (2002), Mehdi *et al.* (2003) et Wilmsen et Neuweiler (2008)).

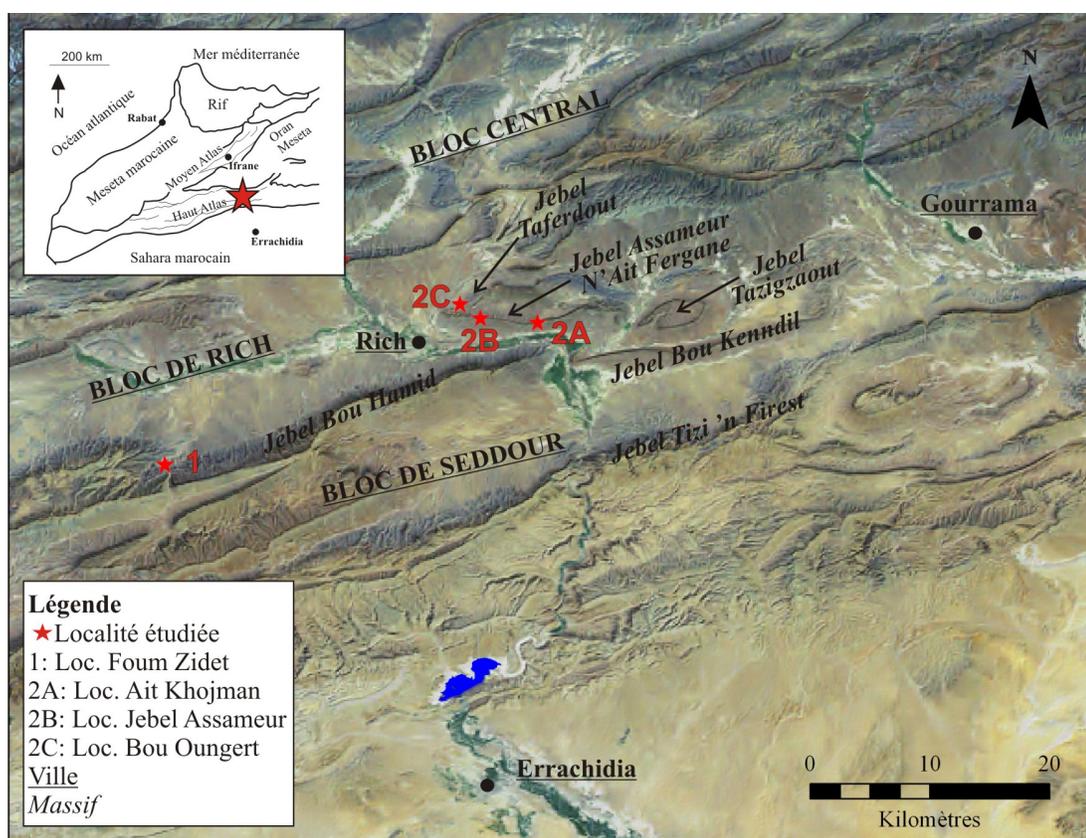


Figure 2-2 : Carte de localisation de la partie sud du Haut-Atlas Central, dans le secteur de Rich (Maroc). La localité Foug Zidet expose des monticules à spongiaires d'âge Jurassique inférieur. Les sous-localités Bou Oungert, Assameur et Ait Khajmane exposent des monticules à coraux d'âges Jurassique moyen. Noter que les principaux massifs correspondent à des axes anticlinaux (Source du fond de carte : Arc Gis 9, ESRI Data and Maps 9; Éléments structuraux adaptés de Warne (1999) et Wilmsen et Neuweiler (2007)).

Type de monticules : Monticules à spongiaires.

Dimensions : L'épaisseur totale de la Formation de Foum Zidet mesure environ 220 mètres et comportent trois membres (Mehdi *et al.*, 2003). Le Membre inférieur (70-80 mètres environ) correspond à des faciès bioclastiques à brachiopodes et spongiaires. Le Membre médian (40 mètres environ) est composé de calcaires gris noir avec quelques intercalations de marnes alors que le Membre supérieur (110 mètres environ) expose les calcaires à monticules à spongiaires (Mehdi *et al.*, 2003).

Unité lithostratigraphique : Membre supérieur de la Formation de Foum Zidet tel que défini par Mehdi *et al.* (2003).

Contexte de dépôt : milieu marin subtidal profond (Wilmsen et Neuweiler, 2008).

Échantillonnage : Les campagnes de terrain de septembre 2006 et juin 2009 ont permis de récolter 28 échantillons macroscopiques qui ont servi à la préparation de 15 lames minces et blocs polis.

2.1.4 Monticules de la localité Jebel Assameur (Dogger, Maroc)

Localisation: située à environ 2 km au Nord-Est de la ville de Rich, Haut-Atlas Central, Maroc (Figure 2-2; Localités 2A, 2B et 2C).

Age: Jurassique moyen (Dogger), Bajocien supérieur.

Type de monticules: Monticules à coraux.

Dimensions: L'intervalle monticulaire mesure jusqu'à 30 m d'épaisseur et les monticules peuvent atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur.

Unité Lithostratigraphique: Les monticules carbonatés du Jebel Assameur appartiennent au complexe carbonaté supérieur (Warne, 1988a; Warne, 1989). Pour ce dernier, il existe dans la littérature différents découpages lithostratigraphiques tels que les « Calcaires corniches » (Choubert et Faure-Muret, 1962; Du Dresnay, 1971) ou les calcaires subrécifaux (Stanley, 1981). C'est Studer (1980) et Studer et Dresnay (1980) qui, les premiers, ont défini la Formation d'Agoudim puis Ait Addi (1994) qui a rajouté une subdivision, la Formation de Tazigzaout. Ces dernières unités biostratigraphiques sont basées sur les faunes à ammonites et à brachiopodes (Sadki, 1984; Sadki et Alméras, 1992; Ait Addi, 1994;1998).

Contexte de dépôt: Haut-fond *sensu* Warne (1988b; 1989).

Échantillonnage: Lors de la première campagne de terrain de septembre 2006, deux sous-localités, Ait Khojman et Bou Oungert (Figure 2.2), distantes de cinq kilomètres, ont été étudiées sur les flancs du Jebel Assameur N'Ait Fergane et du Jebel Taferdout respectivement. Pour ces deux sous-localités, cinq coupes lithostratigraphiques détaillées, à l'échelle métrique à submétrique ont été levées (70 mètres d'épaisseur au total), documentant les faciès monticulaires et inter-monticulaires. Un total de 35 échantillons macroscopiques a été prélevé de façon systématique pour documenter la distribution verticale et latérale des faciès à l'échelle métrique et 12 lames minces ont été réalisées. La campagne de terrain de l'automne 2007 a permis d'étudier et d'échantillonner avec plus de détails la sous-localité Bou Oungert. Un total de 50 échantillons macroscopiques ont été prélevés et ont servis à la préparation de 27 lames minces et blocs polis. Une troisième sous-localité, située sur le flanc du Jebel Assameur N'Ait Fergane et nommée sous-localité Jebel Assameur, a été étudiée et servira de localité-type. Pour cette dernière sous-localité, 8 échantillons macroscopiques ont été prélevés afin de réaliser les 8 lames minces et blocs polis correspondant aux différents faciès types.

2.1.5 Monticules de la localité Escarpement de Pen Duick (Pléistocène, Océan Atlantique)

Localisation: Secteur de l'Escarpement de Pen Duick (entre 500 et 600 mètres de profondeur d'eau). L'Escarpement de Pen Duick se trouve au sein du champ de volcans de boue d'Al Idrissi (Van Rensbergen *et al.*, 2005; Foubert *et al.*, 2008) à environ 35 kilomètres au Nord-Ouest des côtes marocaines, au large de la ville d'El Arraiche (Figure 2-3).

Age: Pléistocène moyen à Actuel

Type de monticules: Monticules à coraux d'eaux froides.

Dimensions: Les monticules étudiés (Alpha, Beta et Gamma) mesurent plusieurs centaines de mètres de largeur et ont une épaisseur comprise entre 15 et 20 mètres.

Unité lithostratigraphique: inconnue

Contexte de dépôt: Le secteur d'El Arraiche se situe dans une partie du Golfe de Cadiz affectée par un régime tectonique distensif se manifestant par la présence de blocs basculés. Les monticules carbonatés qui nous intéressent sont présents le long de l'Escarpement de

Pen Duick qui borde la ride de Renard. Pour la plupart des monticules, la surface exposée est recouverte de coraux morts (surtout *Lophelia pertusa*) regroupés en petites zones bien circonscrites.

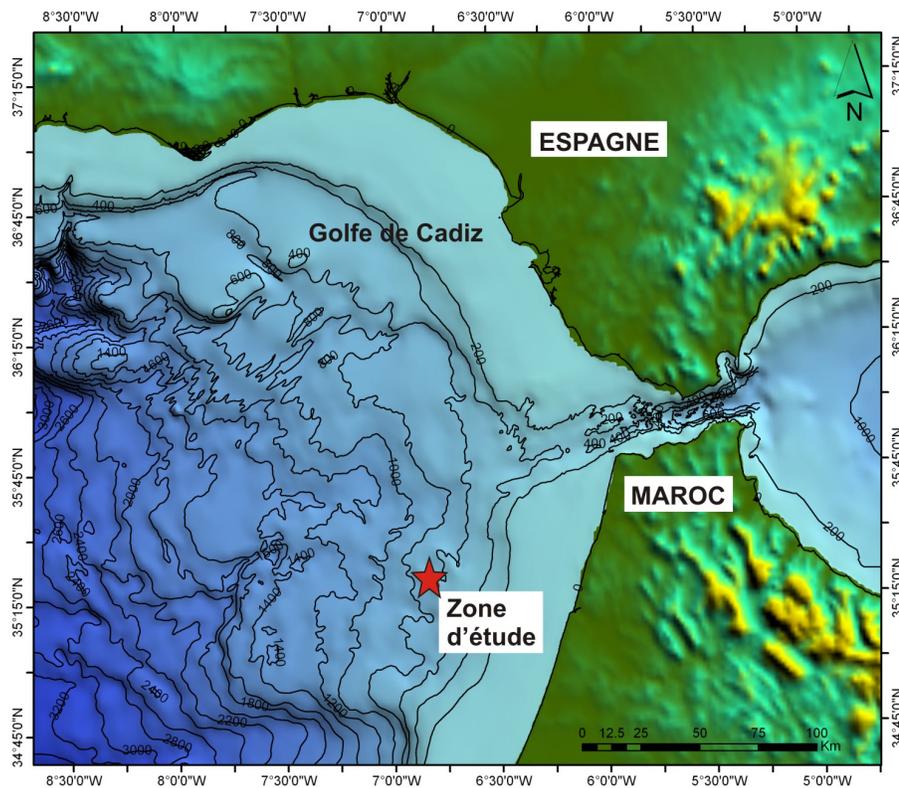


Figure 2-3 : Carte de localisation de la zone étudiée dans l'océan Atlantique Est, au large des côtes marocaines. (Source : Lies de Mol, RCMG, Ghent).

Échantillonnage: Les échantillons biologiques, les sédiments et les échantillons d'eaux (marines et interstitielles) ont été collectés lors de deux campagnes en mer en 2008 (navire Océanographique, N. O., Marion Dufresne) et 2009 (N. O. Belgica). Parmi les échantillons biologiques récoltés se trouvent des organismes vivants et morts (éponges, coraux, crinoïdes, bivalves, brachiopodes, crustacés), des sédiments argileux et/ou carbonatés (riches en microfossiles tels que foraminifères et coccolithes). Les échantillons d'eaux marines et interstitielles ont été prélevés d'une carotte (« gravity core ») du monticule Gamma échantillonnée lors de la campagne du N. O. Marion Dufresne, MD-169, en juillet 2008 (Van Rooij *et al.* (2011); carotte MD08-3219G; Lat. 35°18,88N; Long. 6°48,08W;

environ 570 mètres sous le niveau marin). La carotte d'une longueur de 390 cm a été sectionnée et placée dans une chambre froide (4°C). Seuls les trois premiers mètres ont fait l'objet d'échantillonnage. Dix-sept échantillons d'eaux interstitielles supplémentaires ont été prélevés lors de la campagne du N. O. Belgica, leg B09-14b, en mai 2009 (De Mol *et al.*, 2009). Ces échantillons proviennent des carottes («box cores») des monticules Alpha, Beta et Gamma (B09-1401-bc, -1402-bc, -1404-bc, -1405-bc, -1406-bc, -1407-bc et -1408-bc) et correspondent soit aux eaux interstitielles proches de l'interface eau-sédiment, soit aux eaux interstitielles à environ 20 cm de profondeur dans le sédiment.

2.2 Méthodes

2.2.1 Travaux de terrain

Sur le terrain, le travail consiste à décrire, illustrer et mesurer les géométries et l'architecture interne des monticules carbonatés. Une attention particulière est portée à la cartographie des différents faciès et surtout aux relations géométriques entre faciès monticulaires et faciès inter-monticulaires. Un échantillonnage (systématique lorsque cela est possible) des faciès reconnus sur le terrain est réalisé pour reconstruire la distribution des microfaciès à l'échelle métrique. Des levés de coupes générales ont également été effectués à l'échelle métrique afin de documenter le contexte général de dépôt. Le matériel échantillonné (nécessaire pour pouvoir réaliser les lames minces, les blocs polis et les analyses géochimiques) est d'environ 500 g par échantillon.

En mer, deux méthodes différentes ont permis d'échantillonner le fond marin et les sédiments. D'une part, lors de la campagne du N.O. Marion Dufresne 2008, c'est le carottier à gravité qui a été utilisé. Il consiste en un tube muni d'une ogive de découpe à la base et d'un clapet à son sommet. Ce tube est lesté et pénètre par son seul poids dans la colonne de sédiments. À la base et à l'intérieur, la carotte de sédiment est retenue par un système de souricière. D'autre part, lors de la campagne du N.O. Belgica 2009, c'est un carottier à boîte cylindrique, similaire aux systèmes SIPAN ou SYMPAS (SYstèmes Modulaires de Prélèvements des Aires Sous-marines), qui a été utilisé. Ce carottier fonctionne de la même manière qu'un carottier à pistons. Le tube est à section circulaire (diamètre 30 cm et hauteur 90 cm) et présente à sa base des grandes mâchoires actionnées directement par un câble de traction. Ce boîtier métallique, logé dans un cadre, permet de

prélever une plus grande section de matériel et minimise les remaniements à l'interface eau-sédiment (Henry et Blant, 1976).

2.2.2 Pétrographie et microscopie conventionnelle

Les observations pétrographiques au microscope sont réalisées en lumière normale et polarisée. L'examen de chaque lame mince consiste donc à déterminer : les biofaciès (éléments autochtones, éléments parautochtones, matrice), la taphonomie, le volume d'organismes bioconstructeurs *versus* le volume d'organismes encroûteurs *versus* l'effet de la micritisation, les textures auto-micritiques, l'importance de la bioérosion, l'importance de la compaction (physique et chimique). La technique de coloration retenue (Dickson, 1965) utilise l'alizarine rouge S et le ferricyanure de potassium dans une solution d'acide hypochlorique. Ces deux colorants sont utilisés pour séparer les différents minéraux carbonatés (calcite et dolomite) et pour mettre en évidence la présence de fer dans les lattices des minéraux carbonatés. Pour chaque faciès monticulaire identifié, l'observation des macrofaciès sur le terrain ainsi que l'examen des lames minces et des blocs polis au laboratoire ont permis d'évaluer visuellement l'importance relative des trois principaux modes de production de matériel carbonaté (Biominéralisation, Organominéralisation et Cimentation) responsable de la fabrique sédimentaire *in situ*. Concrètement, pour placer chacun des faciès monticulaires sur le diagramme triangulaire (*c.f.* Figure 1-7), les volumes relatifs associés à la biominéralisation, l'organominéralisation et la cimentation ont été estimés visuellement (la somme des trois représentant 100 % de la fabrique *in situ*) et le degré de précision est évalué à ± 5 %. Dans le cadre de ce travail, cette interprétation visuelle, semi-quantitative est tout à fait appropriée puisque notre objectif est de pouvoir positionner les faciès étudiés dans les trois différents champs définis par Bourque *et al.* (2004) à savoir les champs des Monticules récifaux et Récifs, des Mudmounds *sensu stricto* et des Cementstones.

2.2.3 Préparation des lames minces histologiques

Les matériaux biologiques collectés lors des deux campagnes en mer dans l'Atlantique Est, au large des côtes marocaines (campagnes N.O. Marion Dufresne 169 et du N.O. Belgica 1409B), comportent majoritairement des spécimens de coraux scléractiniens (squelettes et fragments de squelettes), des spongiaires, des crinoïdes ainsi

que des sédiments. Pour ces échantillons biologiques, la préparation est commune à tous les spécimens et nécessite plusieurs étapes successives.

2.2.3.1 Fixation

Les spécimens modernes en provenance de l'Atlantique ont été fixés dès leur échantillonnage sur le bateau afin de préserver la structure originelle des tissus et cellules. Pour ce faire, les échantillons sont immergés dans une solution composée d'un mélange de glutaraldéhyde à 25 %, de sodium cacodylate à 0,5 M et d'eau de mer dans des proportions de 1:4:5, respectivement (Neuweiler et Burdige, 2005). Les spécimens demeurent dans cette solution de fixation pour une durée totale de 24 heures. Les tissus mous s'imprègnent de la solution de fixation qui stoppe toutes les réactions biochimiques, empêchent la lyse cellulaire et permet donc une excellente conservation des matériaux (Hopwood, 1972). Les spécimens doivent ensuite être rincés plusieurs fois avec de l'eau de mer ou, le cas échéant, avec de l'eau distillée, pour enlever tout excédent du médium de fixation.

2.2.3.2 Entreposage

Pour des questions de conservation et d'entreposage, les échantillons sont par la suite graduellement déshydratés dans de l'éthanol dilué avec l'eau de mer, une solution saline ou encore avec de l'eau distillée. Les spécimens sont d'abord plongés dans une solution d'éthanol à 30 %, à 50 %, puis à 70 %, concentration à laquelle ils sont conservés dans des contenants hermétiques et placés au réfrigérateur pour utilisations ultérieures.

2.2.3.3 Sélection et déshydratation

C'est au laboratoire de Biosédimentologie (Université Laval, Prof. F. Neuweiler) que s'effectue la préparation des sections histologiques et des échantillons pour le microscope électronique à balayage (MEB). La première étape consiste à échantillonner les spécimens fixés à l'aide d'un scalpel. Les échantillons pour les sections histologiques doivent tout au plus remplir l'espace des contenants plastiques (20 mm de diamètre par 30 mm de hauteur) dans lesquels ils sont placés. Les échantillons pour le MEB sont de plus petites tailles afin d'assurer un séchage optimal des échantillons et de façon à ce qu'ils puissent loger sur la platine d'aluminium de 10 mm de diamètre. Les échantillons ainsi

prélevés sont mis dans des contenants plastiques individuels et baignent dans de l'éthanol à 99 %. L'éthanol pur des contenants est échangé à trois ou quatre reprises sur une période de deux jours pour assurer une déshydratation complète des échantillons.

2.2.3.4 Coloration

Chaque échantillon sélectionné pour la fabrication de lames histologiques est divisé en deux parties: la première partie reste intacte (témoin), tandis que la deuxième partie est colorée avec une solution de bleu de méthylène (méthode de Löffler). La solution de bleu de méthylène est formée de 0.5 g de poudre de bleu de méthylène dans 30 ml d'éthanol pur, puis en ajoutant 1 ml d'hydroxyde de potassium à 1 % et finalement 99 ml d'eau chaude (environ 50°C). La technique consiste en une coloration en bloc d'une durée de 24 heures minimum. La solution colorante est ensuite remplacée par de l'éthanol pur pour rincer les échantillons et enlever le surplus de coloration. L'éthanol est échangé deux ou trois fois par jour pendant 5 jours ou jusqu'à ce que l'éthanol libre ne soit plus teinté par le bleu de méthylène.

2.2.3.5 Imprégnation

Les échantillons purs, sans coloration, ainsi que les échantillons colorés, sont imprégnés dans une résine acrylique (LR-White) afin de réaliser des sections histologiques (Hoffmann *et al.*, 2003). Les échantillons passent donc de l'éthanol pur à une solution d'éthanol/LR-White dans une proportion de 2:1 et ce changement est réalisé au moins deux fois lors de la première journée. La solution passe ensuite à de l'éthanol/LR-White dans un ratio de 1:2, deux fois dans la journée. Le troisième jour, les échantillons baignent dans de la résine à 100 % qui est échangée 3 fois afin d'assurer une imprégnation complète. Finalement, tous les échantillons sont mis au four (VWR International, modèle 1365DP-2) à une température constante de 60°C pour une durée de minimale de 24 heures laissant ainsi à la résine le temps de polymériser complètement.

2.2.3.6 Réalisation des coupes

Les échantillons sont retirés des contenants plastiques et sont prêts pour le coupage de sections histologiques au microtome (Leica 1600 SP). L'appareil, muni d'une scie

rotative à diamant et d'un porte-objet sur pivot, permet de couper les matériaux en fines sections d'un minimum de 10 μm d'épaisseur. Dans notre cas, les échantillons ont pu être coupés en sections d'épaisseur comprise entre 30 à 50 μm car l'épaisseur optimale pour l'observation au microscope conventionnel (30 μm) n'était pas toujours possible à atteindre, surtout avec les matériaux les plus durs, notamment les squelettes de coraux scléactiniens.

2.2.3.7 Montage

Les sections histologiques humides sont placées dans un papier fin entre deux plaques de verre et entreposées au four à 40°C pour un séchage à plat durant une journée. Le montage des sections histologiques en lames minces se fait sur une plaque chauffante portée à une température d'environ 60° C (pour réduire la viscosité de la colle). Sous une hotte de ventilation, les sections histologiques sont montées entre lame et lamelle avec de la colle Biomount (EMS) et y demeurent une période de 24 à 48 heures afin d'assurer le séchage complet de la colle (pour plus de détails concernant le protocole de montage des lames, voir Daoust, 2008).

2.2.4 Préparation des échantillons pour le MEB

Les pièces préparées pour les observations au MEB doivent d'abord être séchées puisqu'elles sont placées dans une cage sous vide pour observations. La méthode de séchage préconisée est le séchage au point critique (effectué au Service de microscopie de l'Université Laval par Richard Janvier). Les échantillons sont placés dans un incubateur où du CO₂ liquide remplace progressivement l'éthanol de l'échantillon. La technique consiste alors à éliminer le CO₂ liquide à son point critique, conditions pour lesquelles la tension superficielle est nulle. L'appareil est donc porté à une température de 32°C et à une pression de 73 atmosphères. Sous ces conditions, le CO₂ liquide passe de manière diffuse à sa phase vapeur, ce qui limite les artéfacts de séchage ou les déchirures du matériau normalement causées par l'évaporation du liquide. L'ouverture d'une vanne rétablit lentement les conditions de pression et de température ambiante. Une fois séchées, les pièces d'échantillons sont réservées dans le four à 40°C ou dans un dessiccateur pour éviter l'humidification des échantillons (communication orale, R. Janvier).

2.2.5 Isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Pour les analyses couplées des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, les échantillons à analyser doivent être réduits en poudre. La nature des différentes phases échantillonnées varie en fonction du matériel disponible. Pour les phases de cimentation la plus précoce, lorsqu'aucune phase de ciment marin n'était disponible, les coquilles de brachiopodes ont été utilisées comme proxy (Popp *et al.*, 1986). En effet, parmi les mollusques, les bélemnites et les brachiopodes en particulier, tendent à précipiter leurs coquilles carbonatées en équilibre avec l'eau marine ambiante c'est-à-dire avec un effet vital minimal (Lowenstam, 1961; Carpenter et Lohmann, 1995). Pour la phase de cimentation tardive, les ciment(s) en remplissage de veines ont été privilégiés. Dans certains des cas (*e.g.* coquilles de brachiopodes, automicrite) l'échantillonnage doit être précis et le prélèvement se fait alors à l'aide du dispositif MicroMill (Laboratoire G.G. Hatch, Ottawa). Le dispositif MicroMill (Merchantek) consiste en un microscope équipé d'une vidéo et associé à une perceuse de haute vitesse (mèches en acier durci, de tailles comprises entre 250 et 400 μm). La position de l'échantillon (en X et Y) ainsi que la profondeur à forer sont contrôlées par ordinateur, permettant ainsi une précision d'échantillonnage millimétrique à infra millimétrique. La quantité moyenne de poudre nécessaire pour les analyses isotopiques des carbonates est de l'ordre de 500 μg . Les analyses couplées des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sont effectuées au laboratoire d'isotopes stables G.G. Hatch (Université d'Ottawa) qui utilise un Gas Bench II, couplé à un spectromètre de masse Finningan Mat Delta XL. Les résultats sont exprimés en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ en per mil, par rapport au standard Pee Dee Belemnites de Vienne («VPDB standard»). La précision analytique (2 sigma) est de $\pm 0.1\%$. Les données obtenues pour les isotopes stables du carbone et de l'oxygène renseignent notamment sur les conditions diagénétiques et/ou sur les fractionnements biologiques (effet vital). Une déviation négative des isotopes du carbone peut indiquer une réduction des sulfates ou une oxydation du méthane alors qu'une déviation positive des isotopes de l'oxygène peut témoigner de la présence de fluides hydrothermaux. Les études portant sur la signature isotopique de l'eau marine reposent essentiellement sur les mesures de coquilles de brachiopodes bien préservées car ces dernières, formées de calcite à bas magnésium, précipitent en équilibre isotopique avec l'eau de mer et sont résistantes aux transformations diagénétiques,

préservant ainsi une signature primitive (Azmy *et al.*, 1998). La compilation des données de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux marines au cours du Phanérozoïque (Cambrien au Crétacé) réalisée par Veizer *et al.* (1999) servira de référence pour les localités du Mésozoïque. Pour le Paléozoïque, nous utilisons différents travaux portant sur l'Ordovicien et le Silurien (Popp *et al.*, 1986; Tobin *et al.*, 1996; Azmy *et al.*, 1998).

2.2.6 Analyses des éléments des terres rares

La détermination de la distribution des terres rares est réalisée sur des échantillons de poudre portés en solution en utilisant une solution d'acide nitreux (HNO_3) à 2 % (Wilmsen et Neuweiler, 2008; Rachidi *et al.*, 2009). Les mesures ont été effectuées par ICP-MS (« Inductively-Coupled Plasma mass spectrometry ») en Allemagne (Laboratoire de Géochimie, Université de Göttingen) pour les localités paléozoïques et au Canada (Laboratoire de Géochimie analytique conjoint INRS-CGC, Québec, Canada) pour les localités mésozoïques. Les concentrations des éléments mesurées ont une erreur maximale de 10 %. Le lanthane et les lanthanides forment une série de quinze éléments métalliques dont les propriétés géochimiques sont très semblables (en raison de leurs deux couches électroniques externes communes), et que l'on désigne aussi plus communément sous le nom de terres rares. Du fait de leurs propriétés chimiques voisines, on ajoute généralement aux terres rares l'yttrium (Y) et le scandium (Sc). Afin d'éviter l'effet de zigzag dû à la loi d'Oddo-Harkins (éléments à numéro atomique pair plus abondants que les éléments à numéro atomique impair), la représentation graphique de la distribution des éléments traces et de l'yttrium est normalisée par rapport à un standard. Pour les roches sédimentaires, ce sont les Argiles Australiennes Post-Archéennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995) qui sont communément employées et qui ont donc été utilisées ici pour normaliser la distribution des éléments traces et de l'Yttrium. Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) avec :

- Terres rares légères : La, Ce, Pr, Nd,
- Terres rares intermédiaires ou moyennes : Eu, Gd, Tb, Dy
- Terres rares lourdes : Er, Tm, Yb, Lu.

Grâce à leurs propriétés géochimiques particulières, les terres rares sont d'importants traceurs des processus chimiques. Les éléments des terres rares légères sont

préférentiellement adsorbés par les particules, aussi bien par les particules organiques que les complexes carbonatés par exemple (German *et al.*, 1995). Les carbonates de calcium peuvent piéger en quantité notable les terres rares car la similitude de leurs rayons ioniques permet la substitution avec le calcium (Elzinga *et al.*, 2002; Tanaka *et al.*, 2004). Par conséquent, cela limite leur mobilité dans le milieu sédimentaire carbonaté. Dans un milieu de dépôt aux conditions oxiqes, l'eau de mer se trouve ainsi enrichie en éléments de terres rares lourdes. La détermination des coefficients de partage des terres rares entre carbonates et solution renseigne donc sur les conditions physico-chimiques des paléoenvironnements sédimentaires (Piper, 1974; Elderfield et Greaves, 1982). Les résultats des analyses de terres rares obtenus sur les échantillons de roches carbonatées permettent par exemple de discuter des conditions redox avec l'anomalie négative de cérium, Ce/Ce* (De Baar *et al.*, 1985; German *et al.*, 1995; Bau, 1999; Haley *et al.*, 2004; Pourret *et al.*, 2008), du fractionnement de l'yttrium avec le rapport Y/Ho (Bau, 1996; Bau, 1999; Bau et Dulski, 1999) ou encore de l'influence des eaux d'origine hydrothermale par l'anomalie positive d'euporium, Eu/Eu* (McLennan, 1989; Haley *et al.*, 2004). Les patrons de distribution ainsi que l'abondance relative des éléments de terres rares permettent de discuter de leur complexation avec les composés humiques, de l'importance de la reminéralisation de la matière organique particulaire ou encore du recyclage du fer lors de la diagénèse précoce (Elderfield et Greaves, 1982; De Baar *et al.*, 1985; Haley *et al.*, 2004; Johannesson *et al.*, 2006).

2.2.7 Analyses des échantillons d'eaux marines et interstitielles

L'échantillonnage des eaux interstitielles a été réalisé en utilisant des rhizones (Rhizosphere Research Products; pointe de 2.5 mm, longueur 5 cm, garnie d'un renforcement en fibre de verre) attachés à des seringues plastiques de 5 ml (Seeberg-Elverfeldt *et al.*, 2005). Les rhizones ont une taille moyenne de pore de 0.1 μm et un maximum de 0.2 μm . Les échantillons ont été conservés dans des flacons en verre teinté de 10 ml. Lorsque cela a été nécessaire, un volume d'eau nanopure connu a été rajouté à l'échantillon afin de ne laisser aucun espace libre dans le flacon. Lors d'une plongée du ROV- GENESIS survolant le sommet de Beta monticule, un échantillon d'eau marine a été

prélevé à environ 50 cm au-dessus de la surface du sédiment grâce à une bouteille de type Niskin montée sur le submersible (plongée ROV B09-07).

2.2.7.1 Chromatographie ionique

Les échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte de sédiments de Gamma (MD08-3219G) ont été analysés pour leur contenu en ions sulfates (SO_4^{2-}) et chlorures (Cl) par chromatographie ionique. Ces analyses ont été réalisées au département de Géologie avec le chromatographe Dionex DX-100 équipé d'une colonne Ion Pac AS4A-SC. L'éluant utilisé est une solution de 1.8 mM Na_2CO_3 et 1.7 mM NaHCO_3 . Les résultats obtenus correspondent aux ions sulfates totaux incluant la partie des ions sulfates éventuellement produits *via* l'oxydation des sulfites lors de l'entreposage. En effet, les méthodes telles que la précipitation des sulfites ou l'acidification/évaporation n'ont pas pu être mises en œuvre lors de l'échantillonnage à bord du Marion Dufresne. Néanmoins, toutes variations significatives du ratio $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$ devraient servir à évaluer la réaction de réduction des sulfates et devraient donc permettre de connaître de façon approximative la profondeur du zéro sulfates dans le sédiment.

2.2.7.2 Mesures d'absorbance et de fluorescence

Les mesures d'absorption (UV à visible) et de fluorescence ont été réalisées au laboratoire du Professeur W. Vincent, au département de Biologie de l'Université Laval. Les échantillons ont été préalablement filtrés par des seringues équipées de filtres dont les pores mesurent 0.45 μm afin de s'assurer d'analyser la fraction dissoute de la matière organique fluorescente. Les spectres d'absorption ont été obtenus en utilisant une cuvette de quartz d'un centimètre de section, nettoyée à l'acide chlorhydrique (HCl, 1N), et un spectrophotomètre Varian Cary 300. Pour éviter les effets de filtre interne (Burdige *et al.*, 2004), certains échantillons ont été dilués jusqu'à ce que les valeurs d'absorbance n'excèdent pas 0.05 cm à 220 nm de longueur d'onde. Pour les mesures de fluorescence, c'est la méthode des Matrices d'Excitation et d'Émission ou EEM (« Excitation-Emission Matrix ») qui a été appliquée. Cette méthode de mesure de la fluorescence permet d'obtenir un enregistrement en 3 dimensions de l'intensité de fluorescence en fonction des longueurs d'ondes d'excitation et d'émission. Les spectres EEM ont été obtenus en utilisant une

cuvette de quartz d'un centimètre de section, nettoyée à l'acide chlorhydrique (HCl, 1N), et un spectrofluoromètre Varian Cary Eclipse. Les séries de scans d'émission, de 300 à 700 nm, collectées pour des longueurs d'ondes de 200 à 500 nm ont été réalisées par incréments de 5 nm. Le temps d'intégration des données a été fixé à 0.1 s. Pour la quantification de l'intensité de fluorescence, la calibration a été effectuée avec une solution de sulfate de quinine à 0.1 N. L'intensité est donc exprimée en unités de sulfate de quinine ou qsu (« quinine sulfate unit ») (Coble, 1996). Pour l'analyse des échantillons B-09 (collectés à bord du N.O. Belgica), le filtre d'émission intégré au spectrofluoromètre a été réglé à 295-1100 nm. Une solution commerciale de protoporphyrine IX (Sigma-Aldrich) a été employée pour qualifier les pics à énergie d'émission faible (≥ 600 nm) alors que des solutions commerciales de pyoverdine et pyocyanine (Sigma-Aldrich) ont servi à identifier les composants de type sidérophore.

2.2.7.3 Traitement des données

Les données brutes ont été traitées avec la suite de logiciels GRAMS\AI (ThermoScientific). Pour chacun des échantillons, un spectre obtenu pour un échantillon d'eau nanopure, filtré au moyen d'un rhizone, a été soustrait. Les données ont été normalisées à la fois par rapport au volume d'eau ajouté après échantillonnage (lorsque cela a été nécessaire) et vis-à-vis de la dilution réalisée afin d'atteindre la valeur d'absorbance requise à 220 nm (Burdige *et al.*, 2004). Pour la représentation graphique, les points de données ont été interpolés (256) et lissés en utilisant une fonction binomiale sur 4 points de données. L'intensité de fluorescence a été convertie en unités qsu en utilisant la pente de la courbe de standardisation de la quinine. La position et l'intensité des pics de fluorescence ont été déterminées manuellement en se basant sur les données traitées et la suite de logiciels GRAMS\AI. Enfin, nos données, reposant sur le principe du meilleur ajustement, ne contiennent pas un nombre suffisant de spectres qui permettrait de réaliser une analyse factorielle parallèle significative (Stedmon et Bro, 2008).

2.3 Nomenclatures utilisées

Les nomenclatures utilisées pour les études pétrographiques sont celles de Dunham (1962), Embry et Klovan (1971), Folk (1959;1962) et de Wright (1992) pour les textures de

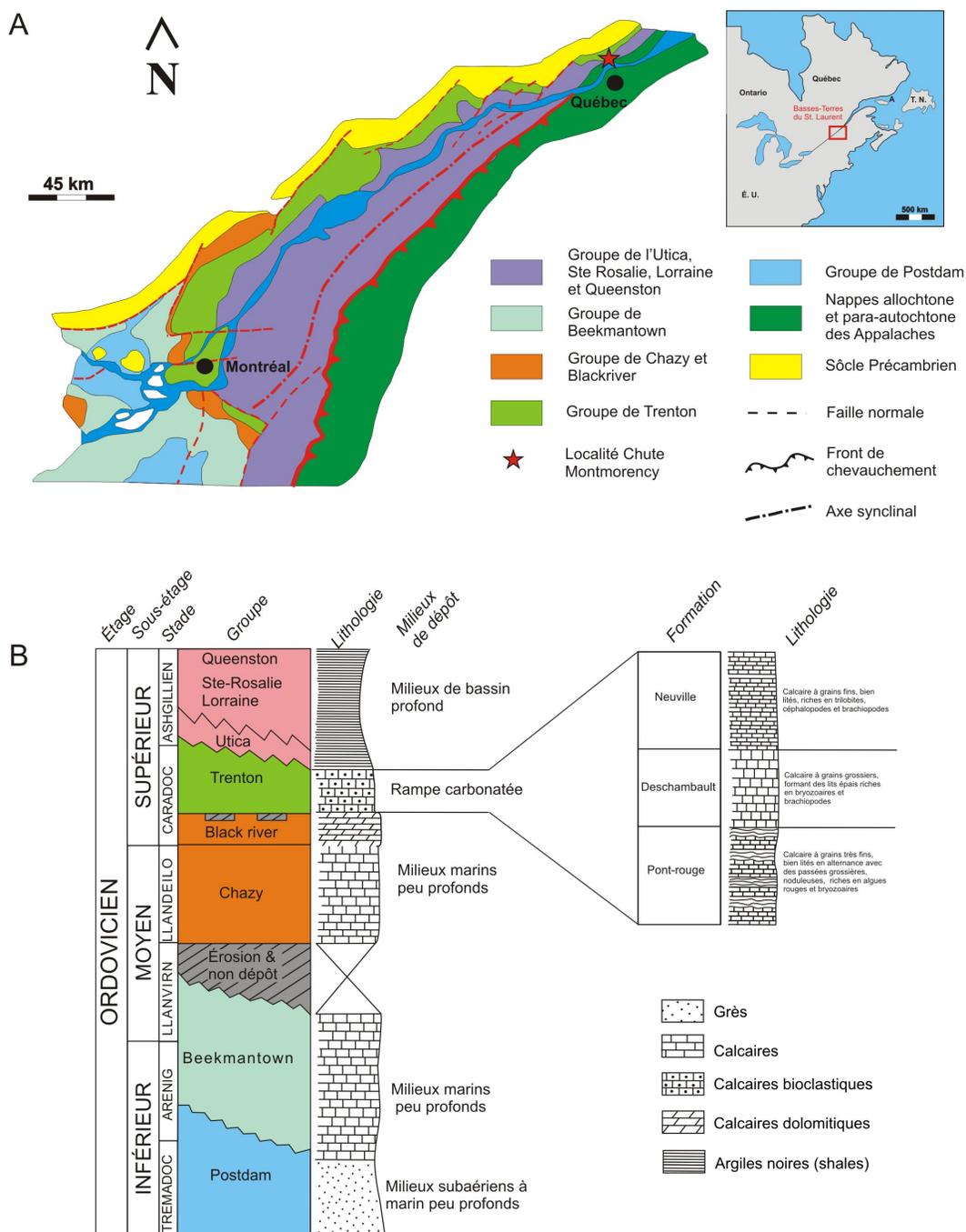
dépôt ainsi que l'échelle granulométrique de Wentworth (1922) pour la taille des particules sédimentaires. Les faciès sédimentaires sont interprétés en termes d'environnements de dépôt suivant la zonation hydrodynamique de Walker (1984), Homewood *et al.* (1992) et Rousselle (1996), complétée par la nomenclature liée à l'étagement bionomique de Pérès (1961) et Pérès et Picard (1964).

Chapitre 3 - Monticules carbonatés Paléozoïques : exemples de monticules à bryozoaires et crinoïdes, Ordovicien et Silurien, Québec, Canada

3.1 Monticules de la localité Chute Montmorency

3.1.1 Localisation

Au Nord-Est de la Ville de Québec, dans le secteur de la Chute Montmorency, les dépôts calcaires du Paléozoïque affleurent notamment le long de la petite falaise au bord de la rivière Montmorency (Figure 3-1A). À 500 mètres environ en amont de la Chute Montmorency, la Formation Deschambault (unité médiane du Groupe de Trenton) d'âge Ordovicien supérieur, présente deux petits biohermes riches en bryozoaires et crinoïdes qui ont déjà été décrits macroscopiquement par Lavoie (1992) et ont également fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée par Ndzangou (1997). Parmi les travaux antérieurs portant sur l'ensemble du Groupe de Trenton dans la région de Québec, Clark et Globensky (1973) ont réalisé leurs coupes stratigraphiques de la Formation Deschambault dans les gorges de la rivière Jacques Cartier, à Deschambault et à Neuville. Dans la littérature, aucune autre mention n'a été faite concernant l'existence de biohermes comparables à ceux décrits par Lavoie (1992). Cependant, fait intéressant, Clark et Globensky (1973) mentionnent la présence de « petites buttes » de calcaires bioclastiques (« 100 pieds de diamètre; 2 à 4 pieds d'épaisseur en général ») au Nord du lieu-dit Paré qui pourraient correspondre à l'équivalent latéral des biohermes à bryozoaires et crinoïdes connus au bord de la rivière Montmorency (Clark et Globensky, 1973). Ces affleurements pourraient représenter des équivalents latéraux des biohermes de la Chute Montmorency. Ils restent cependant à être redécouverts et documentés en détail, si les conditions actuelles d'affleurement le permettent encore.



3.1.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire

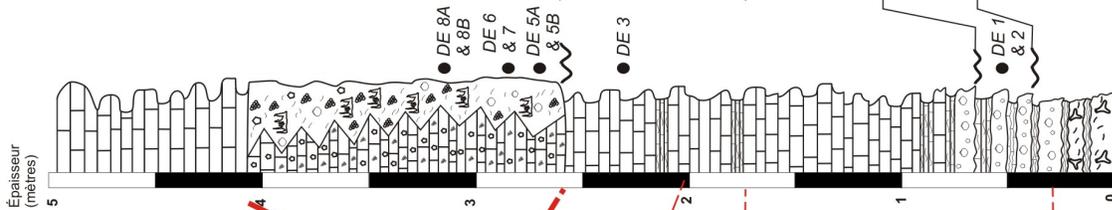
Les terrains sédimentaires Paléozoïques situés au Sud du Bouclier Canadien correspondent aux dépôts de la plate-forme du Saint-Laurent qui se sont déposés sur la marge Est du continent Laurentia. Dans le secteur des Basses Terres du Saint-Laurent, au Sud de la province de Québec, la succession sédimentaire Cambro-Ordovicien (1500 à 3000 m d'épaisseur, à faible plongement vers le Sud-Est) enregistre une sédimentation de plate-forme et/ou rampe carbonatée et ce, depuis l'ouverture de l'océan Iapetus jusqu'à sa fermeture partielle à la fin de l'Ordovicien supérieur (Globensky, 1987; Lavoie, 1993;1994;1995). Dans le secteur des Basses Terres du Saint-Laurent, dans la partie sud de la province de Québec, les successions d'âge Ordovicien (Tremadoc à Ashgillien) correspondent à des milieux de sédimentation peu profonds, silicoclastiques et carbonatés (Figure 3-1B), qui se sont déposés en contexte de bassin d'avant-pays (Globensky, 1987; Lavoie, 1992). Pour l'ensemble du Nord-Est du continent Nord Américain, les dépôts de l'Ordovicien supérieur sont divisés en quatre groupes stratigraphiques : Black River, Trenton, Utica et Lorraine. Pour le secteur au Nord-Est de la ville de Québec, la base du Groupe de Trenton repose en discordance sur le socle Grenvillien (Figure 3-1A) et correspond à un milieu de sédimentation à haute énergie, proche de la ligne de rivage (i.e. Grès de Base) (Harland et Pickerill, 1984). La Formation Deschambault qui nous intéresse ici est d'âge Ordovicien supérieur et correspond, dans le secteur de Québec, à l'unité médiane du Groupe de Trenton. Il s'agit de l'unité aux sédiments les plus grossiers formant des bancs calcaires d'épaisseur variable, plus ou moins bien stratifiés. Les interbancs fins et de nature argileuse sont toujours présents mais restent de faible importance. Les bancs calcaires, de granulométrie variable (« calcilutites à calcarénites »), sont très fossilifères et sont majoritairement composés d'échinodermes (surtout des crinoïdes) et de bryozoaires, les brachiopodes étant en nombre de moindre importance (Clark et Globensky, 1973; Globensky, 1987; Lavoie, 1992; Lavoie, 1993;1995; Ndzangou, 1997). Les travaux litho- et biostratigraphiques effectués dans la région, notamment sur les faunes de brachiopodes, de bryozoaires et de conodontes ont permis de dater ces couches comme étant d'âge Caradocien (Globensky et Jauffred, 1971; B.E.I.C.I.P, 1975; Mehrtens, 1979; Pickerill *et al.*, 1984; Globensky, 1987). Pour la localité de la Chute Montmorency, Ndzangou (1997) a

rapporté la présence de plusieurs surfaces durcies de type « hardground », ponctuant la série.

Les lithofaciès de la Formation Deschambault et leur distribution indiquent un milieu de sédimentation typique d'une rampe carbonatée à haute énergie (Lavoie, 1992; Lavoie, 1995). Cette rampe carbonatée, localisée à des basses latitudes (entre 15 et 18°S), était baignée par des eaux tempérées, probablement influencées par des courants océaniques froids se déplaçant vers le Nord, en relation avec le début de la glaciation de Gondwana à l'Ordovicien final (Lavoie, 1995).

3.1.3 Géométrie et architecture de dépôt

Les deux biohermes présents à la chute Montmorency sont de petite taille (épaisseur maximum 1.5 m) et d'extension latérale assez réduite (longueur maxi 5.4 m) comme cela a déjà été décrit par Lavoie (1995) et Ndzangou (1997). Ces biohermes forment deux lentilles plus ou moins symétriques (Planche 2A), ne présentant aucune structure sédimentaire (*e.g.* litages, laminations) ou évidence de remaniement mécanique (*e.g.* faciès de démantèlement aux bordures) visibles à l'affleurement. Les calcaires massifs, caractéristiques des biohermes, se biseautent (Planche 1F) et passent latéralement à des petits bancs de calcaires packstone/grainstone, d'épaisseur moyenne de 10 cm. Les conditions d'affleurement ne donnent pas accès à la géométrie tridimensionnelle de ces biohermes. Les dépôts pré-biohermes correspondent à des bancs calcaires, grainstone à packstone bioclastique, d'épaisseur moyenne de 10 cm (Planche 1 & 2B). Ils sont parallèles à sub-parallèles à la base des biohermes. Les dépôts post-biohermes consistent en une alternance de bancs calcaires gris, wackestone, pauvres en bioclastes et d'interbancs de calcaires argileux, et d'épaisseur moyenne de 20 cm. Ils se déposent en onlap sur les biohermes (Planche 1 & 2B), ce qui suggère que les biohermes formaient un faible relief sur le fond marin à la fin de leur dépôt.



- calcaires
 calcaires argileux
 calcaires à crinoïdes
 hardground
 marnes
 masses sparitiques (cavités cimentées)
 bioturbation
- lithoclastes
 bryozoaires
 brachiopodes
 coquilles de mollusques
 débris de crinoïdes
 contact érosif
 DE 8 ● échantillon

Alternance de bancs calcaires gris et d'interbancs de calcaires argileux. Le contenu en bioclaste est variable.

Petits bancs calcaires gris qui passent latéralement à des biohermes, de forme lenticulaire à aspect massif (F). Aucune structure sédimentaire (e.g. laminations ou litages) ou macrofossile ne sont visibles à l'œil nu. A noter, la présence de bryozoaires, de fragments de crinoïdes et de masses de calcite sparitique, de couleur brune à l'altération, en remplissage de cavités à base régulière et à toit digité.

Alternance de petits bancs calcaires gris et d'interbanc de calcaires argileux. Le contenu bioclastique est variable.

Calcaire grainstone à brachiopodes et crinoïdes très abondant (D). Surface sommitale fortement bioturbée riche en brachiopodes (*Rynchonella* sp.) et fragments de crinoïdes (E).

Petits bancs calcaires packstones (épaisseur moyenne 10 cm) présentant un niveau très riche en bioclastes à la base (C).

Calcaire grossier, grainstone à packstone très bioturbé (jusqu'à 1 cm de diamètre) riche en petites coquilles noires (millimétriques). Interbanc de calcaires finement lités, très bioturbés, aux surfaces basales et sommitales irrégulières (B).

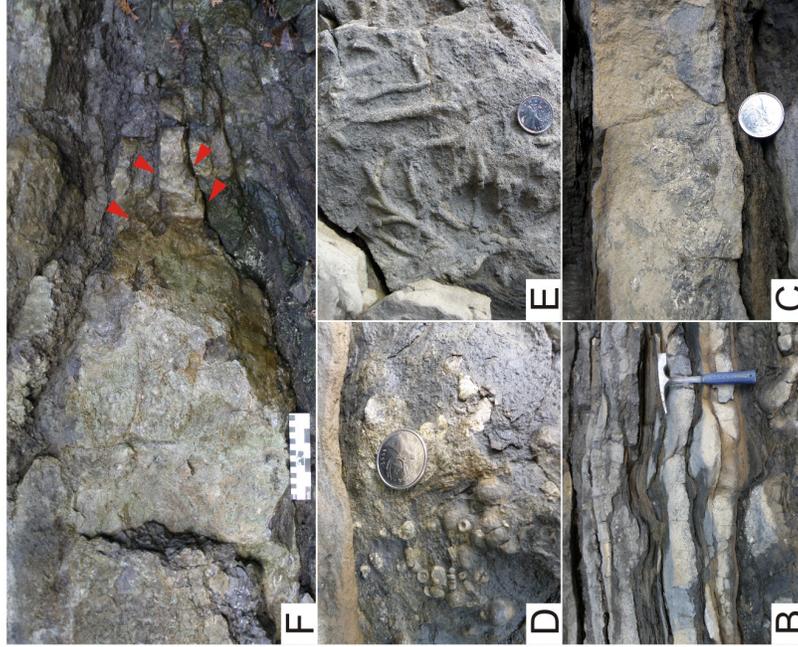


Planche 1 : Localité Chute Montmorency I - affleurement et macrofaciès

(A) Coupe stratigraphique détaillée d'une partie de la Formation Deschambault, levée pour la localité de la Chute Montmorency et position des échantillons. Les faciès pré-biohermes CM 1 à CM 3 correspondent aux échantillons DE1 & 2.

(B-F) Détails des structures sédimentaires et des macrofaciès observés pour cette localité. **(B)** Les faciès pré-biohermes correspondent à des petits bancs calcaires bioclastiques, grainstone à packstone, d'épaisseur moyenne 5 cm (et toujours inférieure à 10 cm). Ces bancs sont strictement conformes (parallèles) avec la base des biohermes. Les fragments d'échinodermes **(C)**, les coquilles de bivalves **(D)** et les traces de bioturbations **(E)** sont fréquents.

(F) Les faciès post-biohermes sont composés d'une alternance de bancs calcaires et de calcaires argileux. Les bancs calcaires ont une épaisseur moyenne de 15 à 20 cm et sont bien continus latéralement, sans variation d'épaisseur. Leur contenu fossile n'est pas visible à l'oeil nu. Les biohermes ont des terminaisons en biseau et passent latéralement à de petits bancs calcaires, décimétriques.

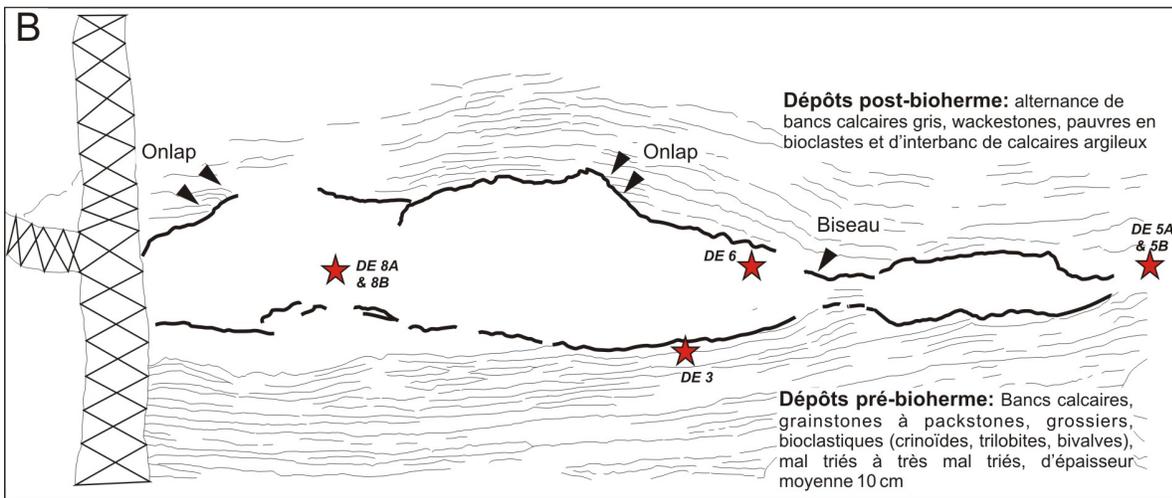


Planche 2 : Localité Chute Montmorency II - affleurement et macrofaciès

(A) Biohermes à morphologie lenticulaire, allongée, de la localité Chute Montmorency. L'objet monticulaire principal mesure 505 cm de long et montre une épaisseur apparente maximale de 125 cm. Le deuxième bioherme, plus petit, mesure 162 cm de long pour 60 cm d'épaisseur apparente.

(B) Représentation schématique et position des échantillons. Le faciès pré-bioherme CM4 correspond à l'échantillon DE 3. Pour les faciès des biohermes, le faciès CM5A correspond aux échantillons DE 8A & 8B (cœur du bioherme) alors que le faciès CM5B correspond à l'échantillon DE 6 (bordure du bioherme). Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'avoir la géométrie tridimensionnelle des biohermes.

(C) Macrofaciès associé au bioherme principal. Noter l'abondance des fragments de bryozoaires disposés en charpente. A l'échelle de l'affleurement, il est difficile de déterminer si les bryozoaires sont en position de vie.

(D) Macrofaciès associé au bioherme principal montrant un exemple de petites masses de sparites, brunes à l'altération. Associés aux bryozoaires, des fragments d'échinodermes (vraisemblablement des sections transversales d'ossicules) sont communs.

3.1.4 Pétrographie

3.1.4.1 Macrofaciès

Dans le détail, les dépôts pré-biohermes définis ci-dessus sont caractérisés par l'alternance de quatre faciès. Le faciès CM1 est un wackestone à grains fins. Ce faciès forme des bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur dont les surfaces basales et sommitales sont ondulées (Planche 1B). Localement, les lits montrent des intervalles bioclastiques grossiers, discontinus latéralement (Planche 1C) qui correspondent au faciès CM2. Ce faciès CM2 est un packstone à grains grossiers, mal trié à très mal trié, riche en petites coquilles de mollusques, brachiopodes et crinoïdes (Planche 1D). Le sommet des bancs formés par le faciès CM1 est souvent fortement bioturbé et les terriers peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre (Planche 1E). Le faciès CM3 correspond à un packstone à grains fins, bien trié. Ce faciès forme des petits bancs de 10 cm d'épaisseur en moyenne, finement lités, en intercalations avec le faciès 1. Les surfaces basales et sommitales sont également ondulées et des évidences de contact érosif sont parfois bien visibles (Planche 1B). Le faciès CM4 est un packstone à grains moyens, mal trié, dominé par une ou deux espèces de bryozoaires. Les crinoïdes sont moins abondants et les fragments de trilobites sont quasi-absents. Ce faciès forme des petits bancs de 5 cm d'épaisseur en moyenne, bien continu latéralement sans variation d'épaisseur significative.

Les biohermes sont formés de faciès boundstones riche en bryozoaires et présentant des plages de sparite pluri-centimétriques, de patine brune à l'altération (faciès CM5; Planche 2C). Les fragments de bryozoaires sont abondants et semblent être disposés en charpente (Planche 2D) cependant, à l'échelle de l'affleurement, il est difficile de déterminer si les bryozoaires sont en position de vie. En association avec les bryozoaires, les fragments d'échinodermes et notamment des ossicles de crinoïdes sont communs.

Enfin, les sédiments présents latéralement aux biohermes et post-biohermes sont caractérisés par le faciès CM6 qui correspond à un boundstone à bryozoaires. Ce faciès forme des bancs calcaires de 10 à 20 cm d'épaisseur, bien continu latéralement.

3.1.4.2 Microfaciès et interprétations

Les observations pétrographiques et leurs interprétations réalisées sur un total de 12 lames minces sont présentées ci-dessous.

Les sédiments pré-biohermes

Le faciès CM1 est un mudstone à wackestone silteux à grains fins, fortement bioturbé (Planche 3A). Les rares fragments de bioclastes identifiables sont des fragments d'échinodermes et de petites coquilles d'ostracodes (Planche 3A). Le faciès CM2 est un packstone à grains grossiers, très mal triés, riche en fragments de gastéropodes, coraux (rugueux et tabulés), brachiopodes, trilobites (Planche 3B, C). Les fragments d'échinodermes, d'algues rouges (*Solenopora* sp.) et de bryozoaires (bifoliates et trépostomes) sont également représentés (Planche 3D). Les larges cavités moldiques de gastéropodes sont parfois remplies de sédiment infiltré (Planche 3B) montrant une granocroissance. Les bryozoaires sont rares (10 % de la fraction bioclastique) et sont surtout représentés par des bifoliates. Les différents bioclastes montrent souvent les effets constructifs (Ec) ou destructifs d'encroûtements (Ed) algaires et microbiens (Planche 3D, E). Parmi la variabilité des organismes encroûtants, on dénombre les calcimicrobes (cyanobactéries calcifiées) *Girvanella* (Planche 3E) et *Cayeuxia* (morphologie érigée branchue) (Planche 3F). Le faciès CM3 est un packstone à grains moyens, bien triés, à fragments de brachiopodes, de trilobites et de bryozoaires (Planche 3G). Les fragments de mollusques recristallisés sont également abondants mais le degré de fragmentation empêche leur identification. Les bioclastes montrent nettement un alignement préférentiel (Planche 3G). Le faciès CM4 est un packstone à grains moyens, bien triés, riche en bryozoaires (bifoliates et trépostomes), coquilles de brachiopodes et fragments d'échinodermes (Planche 3H). Les frondes de bryozoaires bifoliates sont minces et allongées et excèdent rarement 5 mm. Les bryozoaires trépostomes sont devenus plus abondants que les bifoliates et leurs frondes peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre. La matrice sédimentaire est localement bioturbée.

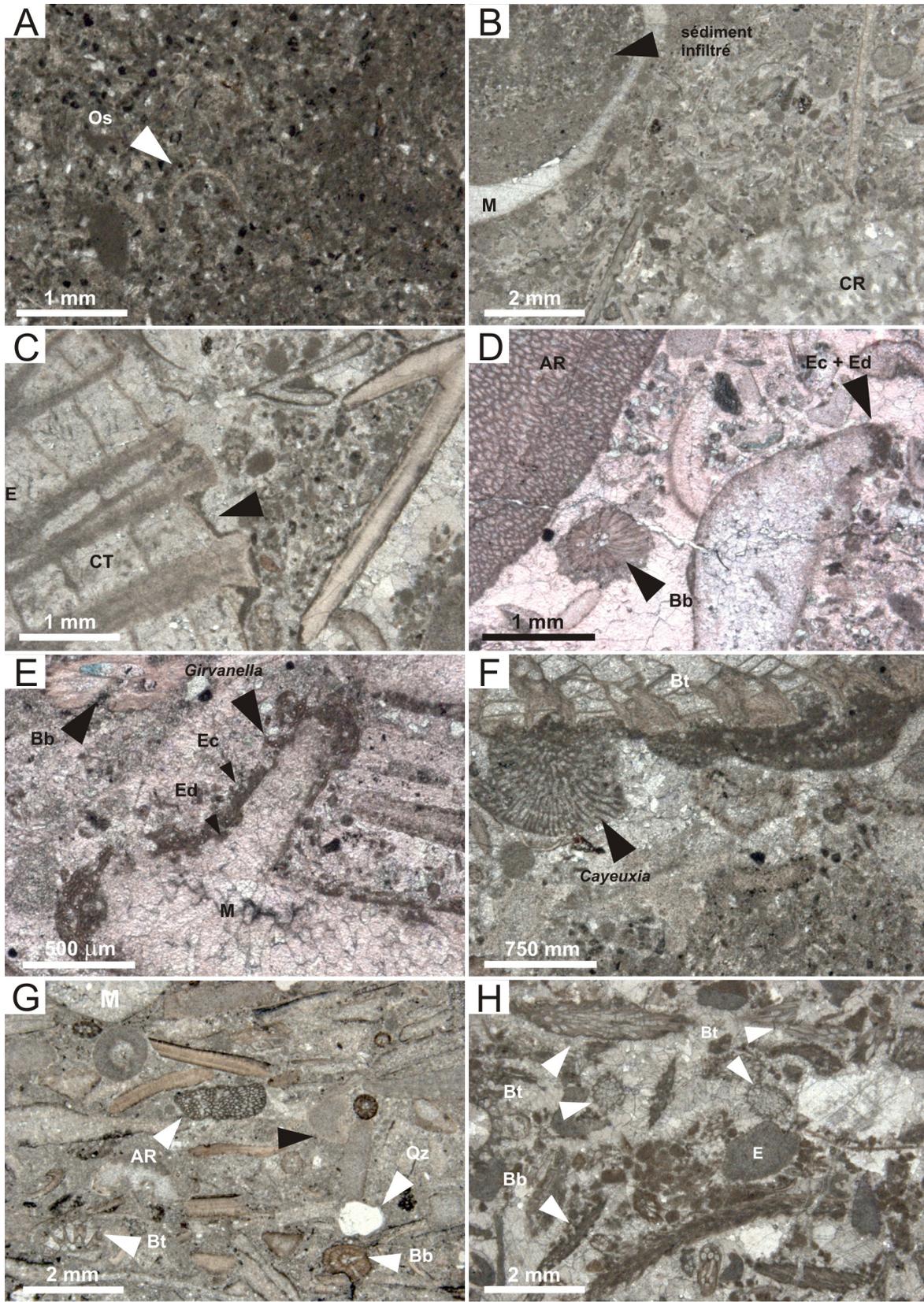


Planche 3 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès I

(A) Le faciès CM1 est un mudstone/wackestone à grains fins, bioturbé, à péloïdes et rares fragments d'échinodermes et coquilles d'ostracodes (Os).

(B-C) Le faciès CM2 est un packstone grossier, mal trié, riche en mollusques (M), brachiopodes, trilobites, fragments d'échinodermes et d'algues rouges (*Solenopora* sp.). Présence de sédiment infiltré en remplissage géopétal de la cavité moldique d'un mollusque. Le faciès CM2 comporte également des fragments centimétriques de coraux rugueux (CR) et (C) de coraux tabulés (CT).

(D-F) Les bioclastes montrent souvent les effets constructifs (Ec) ou destructifs (Ed) d'encroûtements algaires ou microbiens, comme ici l'exemple des cyanobactéries calcifiées. Le squelette des algues rouges *Solenopora* sp. est caractérisé par des tubes calcifiés aux contours en forme de rosette présentant des pseudoseptes (St. John, 1990). **(E)** Cyanobactéries calcifiées *Girvanella* dont le squelette est formé par de petits tubes enchevêtrés et **(F)** *Cayeuxia* dont le squelette correspond à des petits tubes érigés disposés radialement (Riding, 1991).

(G) Le faciès CM3 est un packstone bien trié à fragments de brachiopodes, de trilobites et bryozoaires. Les bioclastes montrent nettement un alignement préférentiel.

(H) Le faciès CM4 est un packstone, bien trié, à bryozoaires (bifoliates et trépostomes), coquilles de brachiopodes et fragments d'échinodermes. Les bryozoaires bifoliates deviennent minoritaires au détriment des trépostomes.

Les faciès pré-biohermes CM1 à CM4 témoignent d'une communauté de bioconstructeurs par la présence d'algues rouges, de calcimicrobes, de bryozoaires et de coraux tabulés et rugueux (pouvant atteindre jusqu'à 6 mm). Ils sont donc interprétés comme s'étant déposés dans un environnement de dépôt peu profond, dans la zone photique. La présence de grains de quartz subarrondis est cohérente avec la proximité d'un continent ou, tout au moins, de terres émergées. De la base vers le sommet de la série, au sein des sédiments pré-biohermes, la diversité des bryozoaires change. Les bifoliates dominants à la base sont peu à peu remplacés par les trépostomes. En raison des évidences de bioturbation et de l'importance des phénomènes d'encroûtement, du faible degré de fragmentation des bioclastes et du mauvais triage, les faciès CM1, CM2 et CM4 sont interprétés comme ayant subi un faible transport et s'étant déposé dans un milieu calme, à faible taux de sédimentation. A l'inverse, le faciès CM3 est bien trié et l'alignement préférentiel des bioclastes indique un transport par des courants dans un milieu à plus haute énergie.

Les sédiments associés aux biohermes

Le faciès CM5A est un boundstone à bryozoaires et correspond au faciès du cœur du bioherme principal (Planche 2B). Les bryozoaires trépostomes (aucun bifoliates ou fragments de bifoliates n'a été observés) sont disposés en charpente (Planche 2C) créant ainsi de nombreuses cavités de croissance (Planche 4A). Ces cavités de croissance sont remplies de multiples générations de micrites successives à relations géopétales (Planche 4A, E) ce qui correspond à la définition même de la fabrique polymicritique (Lees et Miller, 1985). La matrice M1 est une phase microcristalline sombre, aux bordures nettes, parfois dentelées, qui s'appuie sur les squelettes de bryozoaires et peut se rencontrer dans les cavités de croissance entre les colonies de bryozoaires (Planche 4A, E) ou dans les espaces cryptiques au sein même des colonies (Planche 4D). Les marges en dents de scie associées à l'automicrite M1 (Planche 3C, flèches blanches) indiquent une attaque chimique (« etching ») se produisant précocement après la précipitation authigène. Cela est cohérent avec la libération d'acides organiques qui accompagne la dégradation de substrat

organique lors du phénomène d'organominéralisation. Lorsque plusieurs générations d'allomicrites M2, M3, Mx succèdent à l'automicrite M1, elles montrent une nette granocroissance (Planche 4A, E). Souvent, de petites franges de ciment marin (à cristaux de calcites impures) sont préservées entre les phases allomicritiques infiltrées (Planche 4A, B).

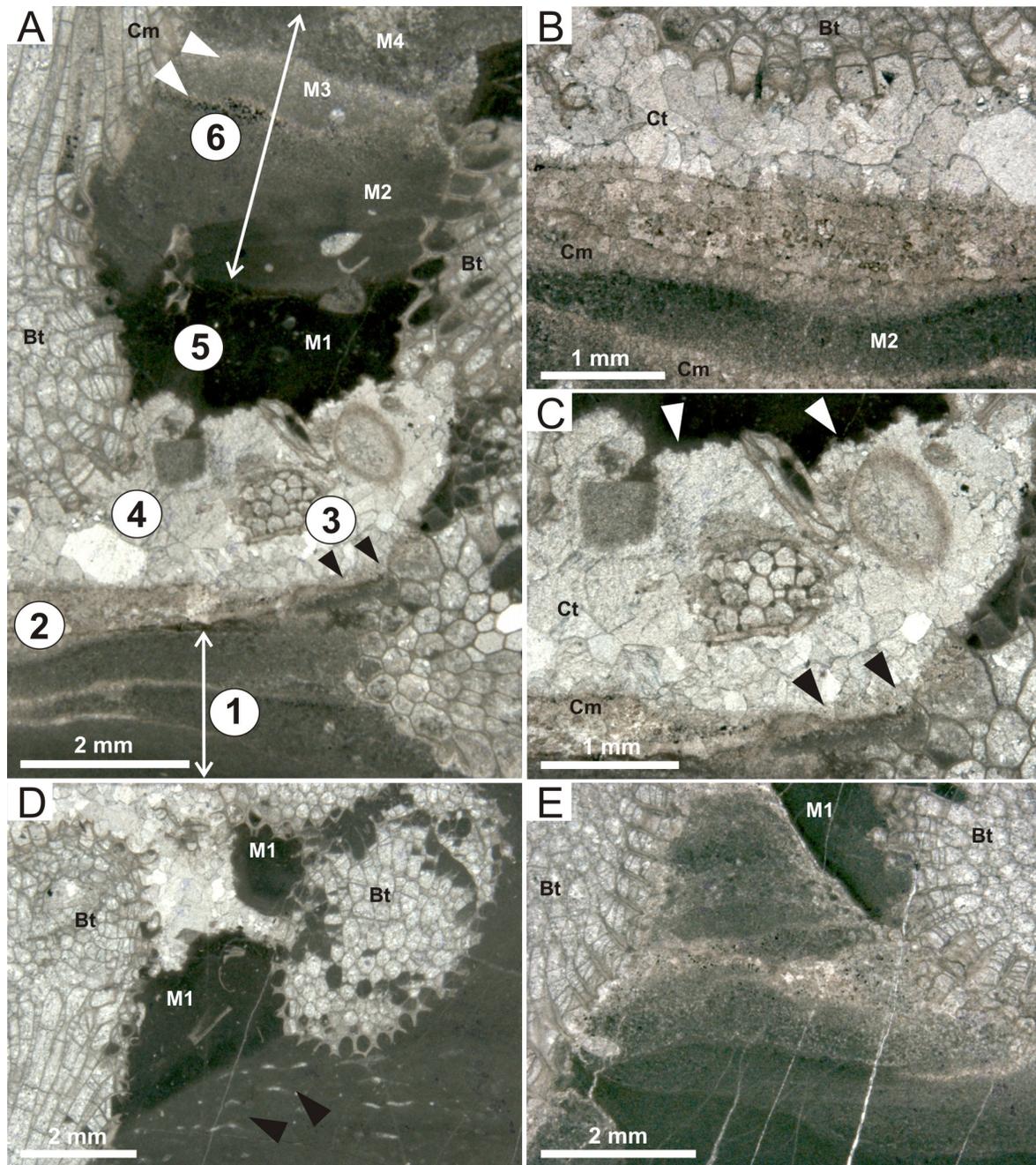


Planche 4 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès II

(A) Le Faciès CM5A est un boundstone à bryozoaires trépostomes. Ces bryozoaires à morphologie dendroïde disposés en charpente et forment des cavités de croissance dont l'histoire du remplissage est multi-phasée. (1) accumulation d'allomicrite et (2) précipitation de franges isopaches de calcite (ciment marin précoce, Cm). (3) Dissolution partielle du ciment marin (asymétrie) avant (4) la cimentation par une mosaïque de sparite (ciment tardif, Ct). (5) Formation de l'automicrite M1 dont la marge irrégulière (à la base) indique une attaque chimique (corrosion ou « etching ») du ciment tardif qui se produit simultanément à la précipitation authigène. Enfin (6), infiltration successive des allomicrites M2, M3, M4 séparées par des phases de cimentation marine.

(B) Détails des ciments marins (Cm), en petites franges de calcite impure, et d'un ciment tardif (Ct) de sparite.

(C) Localement, les ciments marins ont été affectés par la dissolution (asymétrie de la frange de part et d'autre de la cavité) et ce, avant la précipitation du ciment tardif (Ct) et l'infiltration des allomicrites.

(D) Détails de l'automicrite, phase carbonatée microcristalline sombre. Noter la présence de petites plages de ciments alignées dans la matrice sédimentaire (flèches noires). Ces plages en forme de petits tubes allongés pourraient correspondre à des reliques de filaments bactériens.

(E) Détails du remplissage géopétal d'une cavité de croissance et granocroissance associée. Noter la présence d'automicrite M1 en position cryptique au sein d'une colonie de bryozoaires.

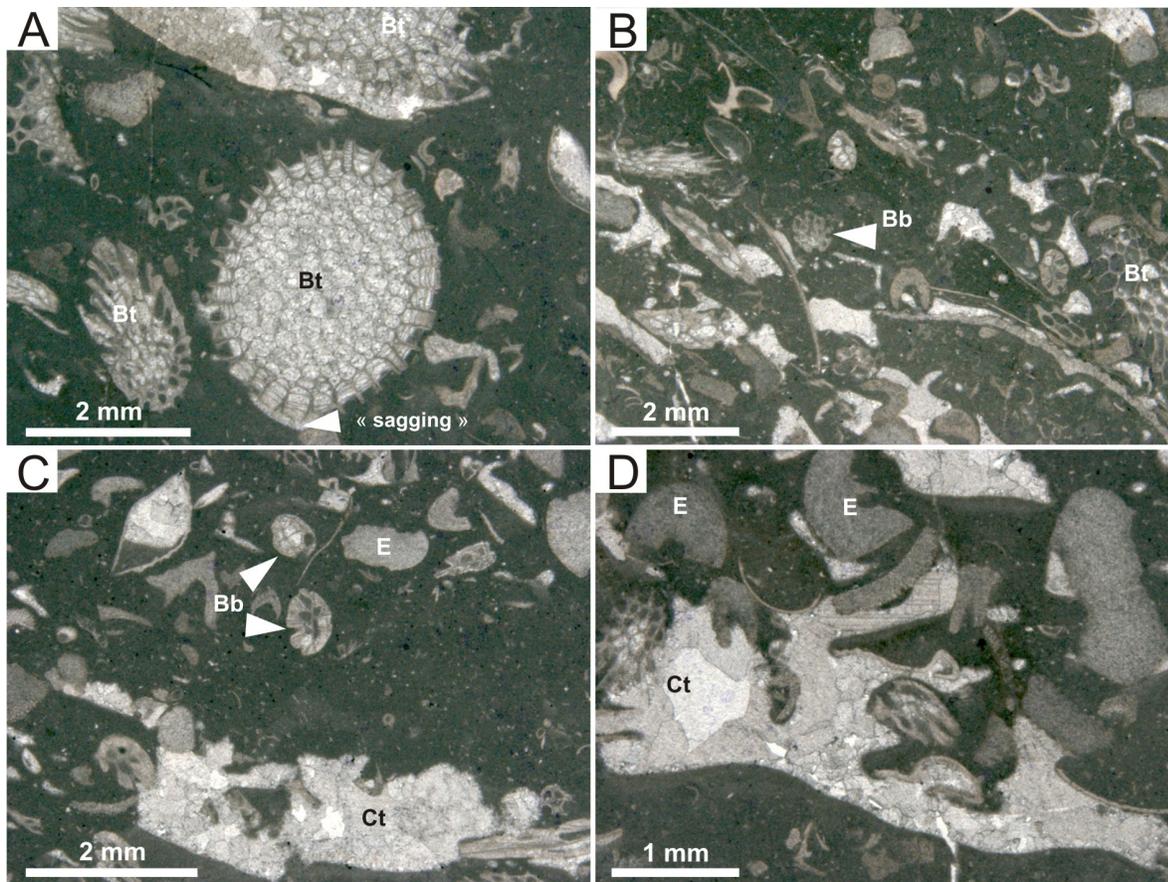


Planche 5 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès III

(A) Le Faciès CM5B est un boundstone à bryozoaires trépostomes *in situ* formant un réseau lâche. Les phases de cimentation marine sont absentes. En bordure des frondes de bryozoaires, on remarque de petites franges de calcites granulaires. Ces petites fentes sont créées puis cimentées lors des premiers stades de compaction du sédiment, lorsque la matrice sédimentaire se rétracte et ouvre ainsi de minces espaces aux marges des bioclastes (« sagging »).

(B) La matrice sédimentaire infiltrée entre les colonies de bryozoaires est un wackestone à fragments de bryozoaires (trépostomes et bifoliates), échinodermes (plaques de crinoïdes) et brachiopodes ainsi que quelques rares coquilles d'ostracodes.

(C) Le faciès CM5B présente de nombreuses plages de ciment de calcite en mosaïque aux contours irréguliers, étroitement associées aux squelettes de bryozoaires. Elles sont interprétées comme des cavités d'effondrement.

(D) Noter la convergence de géométrie avec les cavités stromatactis (toit digité et base plane). Ces cavités diffèrent cependant des cavités stromatactis car (1) elles ne se sont pas formées au sein d'une phase carbonatée microcristalline et (2) elles sont cimentées par un ciment tardif de sparite (et non par un ciment marin).

Le faciès CM5B est un boundstone à bryozoaires trépostomes qui correspond au faciès de bordure du bioherme principal (Planche 2B). Les squelettes de bryozoaires forment un réseau lâche (Planche 5A). La matrice sédimentaire infiltrée entre les colonies de bryozoaires est un wackestone à fragments de bryozoaires, crinoïdes et brachiopodes (Planche 5B). Ce faciès se distingue de CM5A par l'absence de fabrique polymicritique et de phase carbonatée microcristalline M1. Les phases de cimentation marine sont absentes. En bordure des frondes de bryozoaires, on observe de petites franges de calcites (Planche 5A). L'espace créé puis cimenté lors de l'enfouissement est lié aux premiers stades de compaction, lorsque la matrice se rétracte et ouvre ainsi de minces espaces aux marges des bioclastes (« sagging »). Le faciès CM5B présente de nombreuses plages de calcites pluricentimétriques, à base plane et au toit digité qui ressemble superficiellement aux cavités stromactactis (Planche 5C, D). Il s'agit cependant d'une simple convergence de géométrie car deux critères diagnostiques des cavités stromatactis ne sont pas respectés (Neuweiler et Bernoulli, 2005) : (1) les cavités ne se forment pas au sein d'une phase carbonatée microcristalline mais prennent clairement appui sur les colonies de bryozoaires et (2) ces cavités ne sont pas cimentées par un ciment marin mais par un ciment tardif de sparites (Planche 5D). Ces cavités sont donc interprétées comme de simples cavités d'effondrement.

Les sédiments péri-biohermes et post-biohermes

Le faciès CM6 est un boundstone à bryozoaires trépostomes (Planche 6A). Les bifoliate sont présents mais représentent moins de 10 % des bryozoaires (Planche 6B). Les frondes de bryozoaires sont densément distribuées et montrent une orientation préférentielle indiquant un assemblage *in situ* (Planche 6A, B). La matrice sédimentaire entre les squelettes de bryozoaires comporte des fragments de crinoïdes, trilobites, mollusques et brachiopodes (Planche 6B). La majeure partie de la matrice microcristalline a subi un néomorphisme aggradant et a été remplacée par de la microsparite aux bordures irrégulières (agencement en puzzle) (Planche 6B, D). La matrice sédimentaire originelle est préservée intacte dans les espaces intrasquelettiques, par exemple dans les zoécies (Planche 6C).

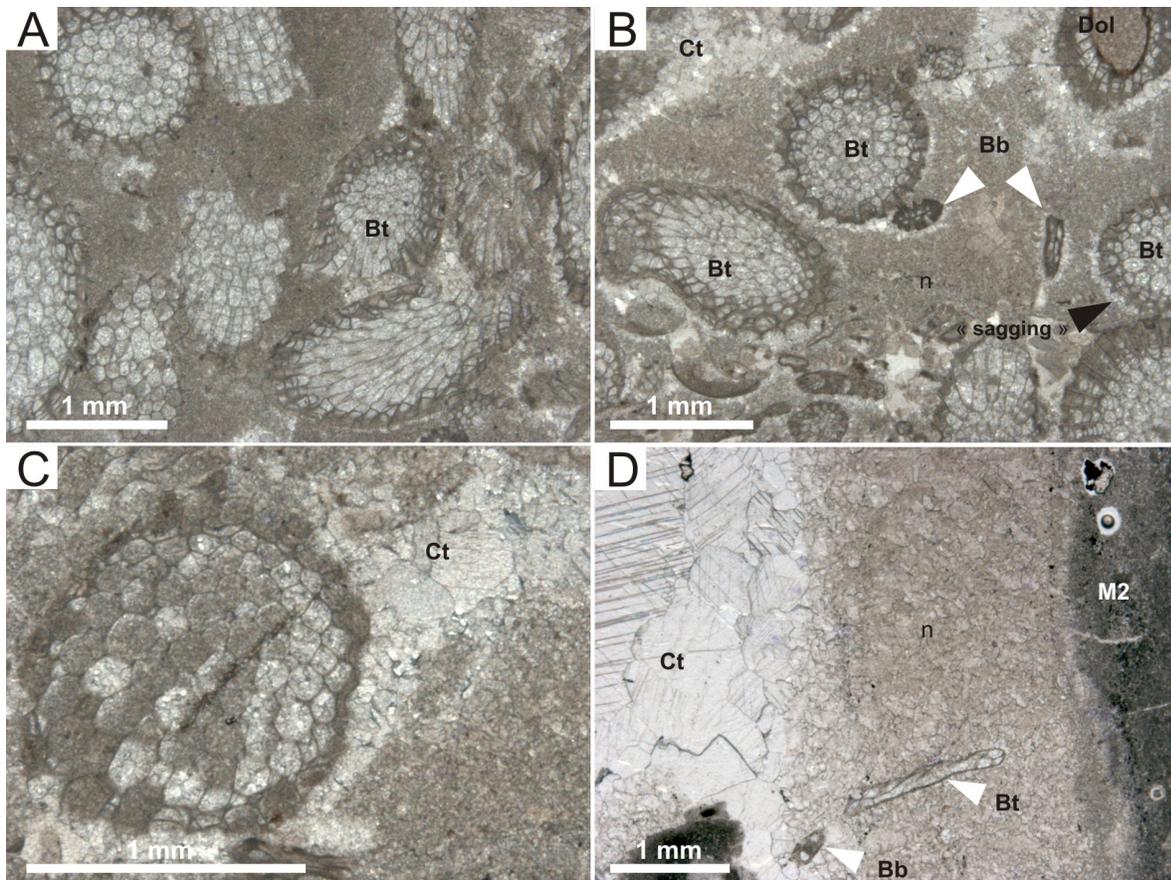


Planche 6 : Localité Chute Montmorency - microfaciès et biofaciès IV

(A) Le Faciès CM6 est un boundstone à bryozoaires trépostomes. Les bifoliate sont rares et représentent moins de 10 % des bryozoaires. Les frondes de bryozoaires sont majoritairement orientées dans une même direction ce qui indique un assemblage en position de vie.

(B) La matrice microcristalline a subi un néomorphisme aggradant généralisé et a été remplacée par de la microsparite. Ce phénomène est observé aussi bien dans tous les faciès mais est également volumétriquement le plus important dans le faciès CM6. Noter la présence de petites franges de calcite autour des frondes de bryozoaires. L'ouverture de ces petites fentes est liée au « sagging ».

(C) La matrice sédimentaire originelle est préservée intacte dans quelques rares espaces intrasquelettiques, comme ici dans les zoécies.

(D) Détails de la matrice sédimentaire partiellement recristallisée (néomorphisme). Elle est remplacée par des microsparites aux bordures hautement irrégulières qui s'agencent à la manière d'un puzzle.

3.1.4.3 Phénomènes de diagénèse

Les coquilles de mollusques originellement aragonitiques ont subi le phénomène d'inversion (*e.g.* Planche 3D, E). Les cavités moldiques et intra squelettiques sont remplies de sédiment infiltré (Planche 3B) ou cimentées tardivement par des mosaïques de sparite (*e.g.* Planche 3C). Un ciment marin présent sous forme de petites franges granulaires de cristaux de calcite impure (Planche 4A, B, C) s'observe entre les générations de boues M2, M3, Mx infiltrant les cavités de croissance du réseau de colonies de bryozoaires trépostomes. Ce ciment marin est parfois affecté par une phase de dissolution précoce, antérieure à l'infiltration des allomicrites (Planche 4C, flèches noires). Le néomorphisme de la matrice sédimentaire (remplacée par de la microsparite) est volumétriquement le plus important au sein du faciès CM6 (Planche 6A, D). Enfin, même si les phases de diagénèse tardive ne font pas l'objet de ce travail, on peut néanmoins mentionner la fracturation associée à un ciment d'ankérite (Ndzangou, 1997) et une phase de dolomie tardive affectant ponctuellement les frondes de bryozoaires trépostomes (Planche 6B).

3.1.4.4 Données géochimiques

Isotopes stables

Les résultats d'analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène réalisées sur un total de 27 échantillons de phases carbonatées sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 7) et résumés ci-dessous (Tableau 2).

De façon générale, les données des isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurées sur les matrices M1, M2/M3 ainsi que sur les ciments marins (Cm) sont en accord avec les données publiées pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de calcites marines de l'Ordovicien (Popp *et al.*, 1986; Tobin *et al.*, 1996) et indiquent donc la préservation d'une signature d'origine marine. Ces travaux antérieurs sont basés sur des échantillons de phases non luminescentes prélevés dans des coquilles de brachiopodes ou des ciments de calcite fibreuse. Les deux boîtes établies par lecture graphique permettent de placer les valeurs limites pour le signal isotopique synsédimentaire de l'Ordovicien à -3.5 ‰ et -7‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -0.25 ‰ et 2 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 3-2).

	Phase échantillonnée							
	Matrice (Automicrite, M1)		Matrice (Allomicrite, M2/M3)		Ciment marin (Cm)		Ciment tardif (Ct)	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
N	3		11		6		7	
Min	-5.99	1.64	-5.68	1.25	-5.23	0.77	-7.44	0.09
Max	-4.17	2.20	-3.98	2.89	-3.50	2.30	-3.77	1.98
Moy	-4.81	1.99	-4.66	1.915	-3.95	1.72	-5.61	1.39

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique.

En détail, 55 % de nos échantillons (matrices allomicrites et automicrites) ainsi que les ciments marins (ciments de calcite en frange isopaque) tombent dans le champ des valeurs de calcites marines de l'Ordovicien issues de la littérature. Les échantillons restants de matrices et ciments tardifs (ciments de sparite) présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ légèrement plus élevées, de l'ordre de 0.25 à 1‰ plus légères. Pour les échantillons de matrice, il n'existe pas de signature isotopique de carbone et d'oxygène spécifique liée aux phases automicritiques ce qui indique donc qu'elles se sont formées en équilibre avec l'eau marine.

Enfin, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatives, allant jusqu'à -11‰, correspondent aux événements diagénétiques les plus tardifs reconnus et échantillonnés par Ndanngou (1997) et représentent sa seconde phase de fracturation dont les fractures (leurs fractures f4) sont remplies d'un ciment de calcite ferrifère (leur ciment M6). Nos résultats sont conformes aux résultats des travaux de Desrochers *et al.* (2007) et Neuweiler et Bernoulli (2005) dans le sens où il est impossible d'associer une signature spécifique aux micrites (auto et allo) ou aux ciments marins. La tendance (symbolisée par les flèches pointillées en bleu) observée depuis les franges de calcites impures jusqu'aux ciments de sparite témoigne d'une tendance de signature marine, de signature marine altérée et d'un enfouissement progressif

avec probablement une certaine influence d'hydrocarbures dans le cas des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$.

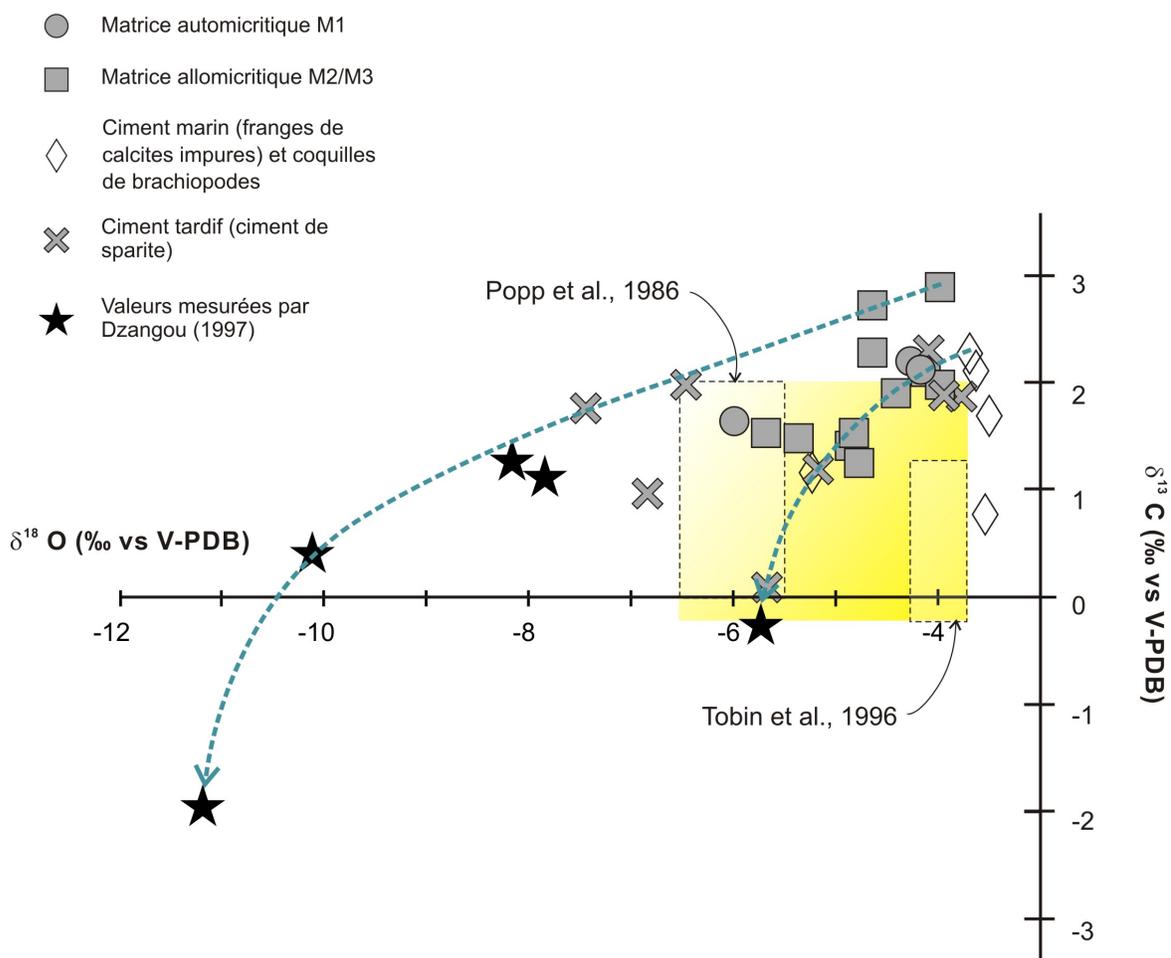


Figure 3-2 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les deux boîtes (en pointillés) correspondent aux valeurs de calcites marines de l'Ordovicien tardif existant dans la littérature (Popp *et al.*, 1986; Tobin *et al.*, 1996). Les données obtenues par Dzangou (1997) sur des échantillons de ciments provenant de la coupe de la Chute Montmorency sont également représentées (et plus précisément, les phases diagénétiques M3, M4 et M5).

Terres rares

Les résultats d'analyses des terres rares réalisées sur un total de 19 échantillons sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 8). De ces analyses, il a été possible d'isoler quatre patrons de distribution des terres rares associés aux différentes phases identifiées en lames minces. Pour les échantillons de la Chute Montmorency, l'yttrium n'a pas été mesuré. Graphiquement, les valeurs mesurées pour les éléments encadrant l'yttrium (dysprosium et holmium) ont été reliées.

Le patron 1 (Figure 3-3A) a un profil convexe associé à un enrichissement assez bien marqué en terres rares intermédiaires. Ce patron est associé à la matrice automicritique M1. Il montre une très légère anomalie positive en europium ($Eu/Eu^*=1,09$) et aussi une anomalie négative en cérium ($Ce/Ce^*=0,79$).

Le patron 2 (Figure 3-3B) est plat et ne montre aucun enrichissement préférentiel en terres lourdes ou légères. Ce patron correspond aux matrices allomicritiques M2, Mx. Il présente une anomalie négative en cérium ($Ce/Ce^*=0,84$).

Le patron 3 (Figure 3-3C) a un profil convexe prononcé qui témoigne d'un enrichissement marqué en terres rares intermédiaires. Ce patron correspond à la signature des ciments marins (petites franges de calcite impure). Il se caractérise par une anomalie positive en europium assez bien marquée ($Eu/Eu^*=1,71$) qui le distingue bien des autres patrons. Ce patron se caractérise également par une anomalie négative de cérium ($Ce/Ce^*=0,75$).

Le patron 4 (Figure 3-3D) a un profil convexe avec un enrichissement en terres rares intermédiaires et une légère anomalie négative en europium ($Eu/Eu^*=0,81$). Ce patron correspond à la signature des ciments tardifs (ciment de sparite). L'anomalie de cérium est comparable à celle mesurée pour les matrices M2/M3 et les ciments précoces ($Ce/Ce^*=0,76$).

Le profil de terres rares associé à la matrice M1 présente une pente négative ($HREE/LREE=0,91$) alors que les matrices infiltrées M2/M3 montrent des pentes positives ($HREE/LREE=1,04$). Un tel enrichissement en terres rares légères de la phase M1 peut être

interprété comme un effet de la reminéralisation de la matière organique particulaire et/ou de l'instabilité des complexes carbonatés qui aurait donc entraîné une libération des terres rares légères lors de la diagénèse précoce (Haley *et al.*, 2004; Johannesson *et al.*, 2006; Desrochers *et al.*, 2007). En effet, les terres rares les plus légères ont la particularité de se complexer à la matière organique particulaire et aux complexes carbonatés (Haley *et al.*, 2004; Johannesson *et al.*, 2006) ce qui induit donc un enrichissement relatif de l'eau marine en terres rares lourdes. Tous les patrons montrent une légère anomalie négative en cérium (en moyenne $Ce/Ce^*=0,78$), ce qui est typiquement observé dans les eaux marines normales. Cela indique des conditions marines oxiques pour lesquelles le Ce^{4+} est préférentiellement adsorbé par les oxyhydroxides de fer et de manganèse entraînant un appauvrissement relatif de l'eau de mer (McLennan, 1989). Dans le cas des automicrites, l'anomalie négative en cérium n'est pas cohérente avec les résultats obtenus pour les automicrites du Crétacé d'Espagne (Neuweiler *et al.*, 2003) dont l'anomalie positive de cérium indiquait des conditions suboxiques. Comme discuté par Neuweiler et Bernoulli (2005), notre anomalie négative de cérium peut être expliquée par un mélange de l'automicrite et du ciment précoce lors de l'échantillonnage. Enfin, les anomalies positives en europium mesurées pour les ciments marins ($Eu/Eu^*=1,57$) sont sujettes à discussion. Dans la littérature, les anomalies positives en europium enregistrées dans les phases carbonatées sont classiquement associées à l'interaction avec des fluides hydrothermaux (McLennan, 1989; Bau, 1991) ce qui n'est pas cohérent avec les phases de cimentation marine échantillonnées ici. Une faible anomalie positive dans les ciments marins pourrait s'expliquer par l'influence des argiles lors du phénomène d'illitisation (Uysal et Golding, 2003). D'autre part, cette anomalie positive d'europium peut aussi être le fruit d'un problème d'échantillonnage de la matrice recristallisée en lieu et place des franges granulaires (ciment marin). Le cas échéant, le patron C est alors associé à une phase diagénétique tardive et un fluide d'enfouissement profond.

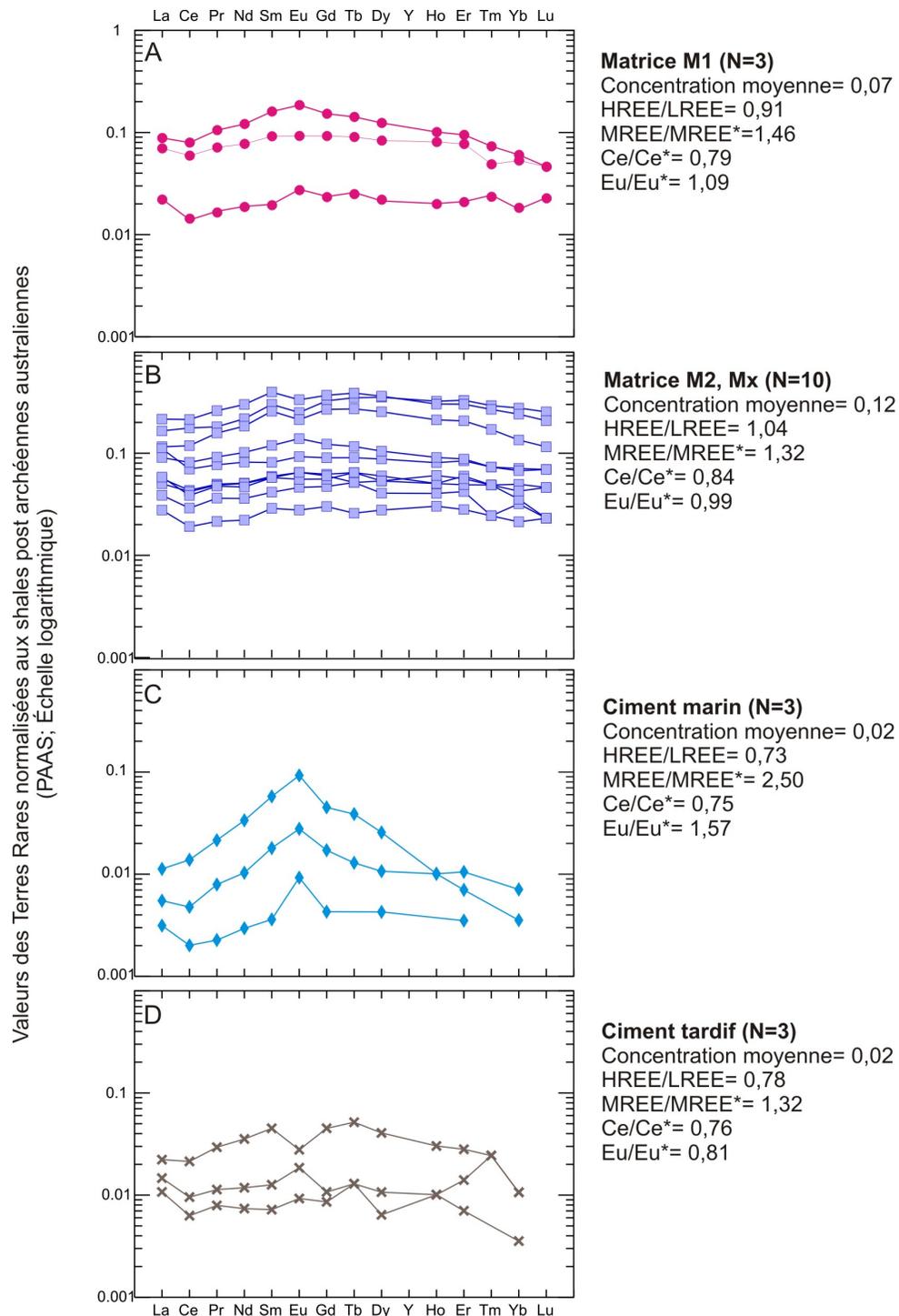


Figure 3-3 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments précoces et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Chute Montmorency (Formation Deschambault, Ordovicien supérieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).

3.1.5 Interprétations

3.1.5.1 Processus sédimentaires

Tel que mentionné par Lavoie (1995), l'absence de structures sédimentaires induites par les courants et les vagues, l'absence de faciès de démantèlement aux bordures, et l'importante fraction sédimentaire boueuse indiquent que les monticules à bryozoaires de la Chute Montmorency se sont développés dans un milieu protégé et à faible énergie. Pour les faciès pré-biohermes (CM1 à CM3), la présence d'algues rouges, de calcimicrobes et de fragments de coraux tabulés et rugueux témoigne d'un milieu de dépôt récifal et de conditions photiques. De la base vers le sommet de la coupe (Planche 1), la disparition des algues rouges et des coraux dans les faciès des biohermes (CM5 et CM6) au détriment des bryozoaires et des crinoïdes ainsi que l'augmentation de la fraction boueuse indiquent une séquence de diminution de profondeur et des conditions subphotiques pour la formation des faciès monticulaires.

Les associations fossiles de la Formation Deschambault, à savoir les bryozoaires, les gastéropodes, les crinoïdes et les algues rouges, sont comparables aux associations biologiques modernes de type bryomol (Nelson, 1988) rencontrées typiquement dans les milieux tempérés, sous des latitudes supérieures à 29° (Halfar *et al.*, 2006). Au Paléozoïque, et plus particulièrement à l'Ordovicien, la situation était bien différente et les bryozoaires montraient une vaste distribution latitudinale, entre 10° et 75° (Taylor et Allison, 1998; Taylor et Sendino, 2010). De plus, la présence des calcimicrobes *Girvanella* et *Cayeuxia* (cyanobactéries calcifiées) témoigne d'un milieu récifal de type tropical commun au cours du paléozoïque (Riding, 1991). Les bryozoaires se nourrissent d'organismes en suspension (« suspension-feeders ») et ils ont besoin d'un apport en phytoplancton suffisant et durable, d'un taux de sédimentation faible ainsi que de la présence d'un substrat dur pour leur ancrage. Si le taux de sédimentation est trop élevé, les apports nutritifs seront réduits et ils seraient susceptibles d'être enterrés très rapidement. À la Chute Montmorency, l'abondance des bryozoaires en position de vie dans les faciès monticulaires (Planche 2C ; 4A ; 5A ; 6A-B) atteste de conditions favorables pour leur installation et leur développement comme constructeurs de charpente récifale. Les bryozoaires sont également sensibles à la prédation

et à l'envahissement par d'autres organismes épilithiques (Lidgard, 2008; Taylor et Sendino, 2010) surtout représentés par les algues et les bactéries calcifiées pour les faciès des biohermes de la localité Chute Montmorency (*e.g.* Planche 3F).

Les nombreux fragments de crinoïdes associés aux faciès de la Chute Montmorency (Planche 5B, C, D) peuvent également avoir joué un rôle dans l'édification des biohermes. De leur vivant, les crinoïdes vivant ancrés dans le sédiment jouent un rôle important dans la stabilisation des sédiments et peuvent fournir un substrat pour les bryozoaires. À leur mort, leurs squelettes fragiles se désarticulent rapidement et contribuent donc pour une part considérable à la fraction squelettique (Scoffin, 1971; Harland, 1981).

Dans le cas des faciès des biohermes de la Chute Montmorency, les bryozoaires peuvent représenter jusqu'à 70 % de la fraction bioclastique autochtone. Ils forment une trame rigide qui, même si elle est fragile, a pu ralentir les courants et piéger les particules comme cela est attesté par l'accumulation géopétale de sédiment fin (Planche 4A, E) et qui agit comme un piège pour le sédiment carbonaté fin en suspension. Les cavités de croissance entre les colonies sont ainsi remplies d'une à plusieurs générations de sédiment infiltré. De plus, la présence de squelettes de bryozoaires intacts, en position de vie (perpendiculaires à la stratification) est cohérente avec un dépôt rapide de la boue et son piégeage entre les colonies de bryozoaires. La signature isotopique des phases micritiques (M1 et M2, Mx) indique qu'elles ont précipité en équilibre avec l'eau marine. Il n'y a pas d'évidence d'un fractionnement d'origine biologique (effet vital) ou diagénétique. Cela semble exclure une biominéralisation d'origine microbienne contrairement à ce qui avait été avancé par Ndzangou (1997).

La composition des faciès pré-biohermes (CM1 à CM4) témoigne d'une communauté de bioconstructeurs comprenant les coraux rugueux et tabulés, les bryozoaires trépostomes à morphologie dendroïde et les algues rouges. Cette association de bioconstructeurs est renforcée par une communauté d'encroûteurs diversifiée (cyanobactéries et algues calcifiées) typique des habitats cryptiques des récifs paléozoïques (Kobluk, 1981). Les faciès pré-biohermes sont donc interprétés comme des faciès à fort potentiel récifal transportés.

3.1.5.2 Processus diagénétiques

Dans les environnements anciens, les bryozoaires peuvent former des structures récifales par l'accrétion de leur squelettes (Cuffey, 1977; Kobluk, 1981) mais peuvent aussi servir de barrière, empêchant le mouvement de sédiments et facilitant la cimentation (Cuffey, 1985). Pour la localité Montmorency, même si les cavités de croissance sont abondantes (Planche 4A, E), l'espace laissé libre pour la cimentation marine est faible. Dans le cas du faciès CM5A les cavités de croissance formées au sein de la trame récifale sont remplies par plusieurs générations de boue géopétales (Planche 4A, E). La distribution des éléments des terres rares indique que les micrites (auto et allomicrites) ont précipité dans un milieu marin oxique (anomalie négative de cérium). L'absence de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ appauvries exclut la formation de l'automicrite M1 *via* l'oxydation du méthane. La fabrique polymicritique (Planche 4A, D) et les marges de M1 bien marquées impliquent son induration précoce (Planche 5B-C), antérieure à l'infiltration des matrices allomicritiques. Cela atteste donc du rôle joué par l'organominéralisation, à très petite échelle, dans les espaces cryptiques de la trame récifale. Ce faciès 5A présente aussi une faible proportion de ciment marin sous forme de petites franges de calcite impures (Planche 4A, B).

Le faciès CM5B présente de nombreuses phases cimentées (Planche 5C, D) mais aucune phase cimentée n'est marine. À cause de leur géométrie particulière (base plane régulière et toit digité), les cavités de croissance résiduelles ressemblent aux cavités stromatactis (Bathurst, 1980; Bathurst, 1982; Bourque et Boulvain, 1993) mais il s'agit seulement d'une convergence morphologique. Les phases de cimentation marine sont absentes. Contrairement au faciès CM5A, il n'y a aucune évidence d'organominéralisation.

3.1.5.3 Modes d'accrétion

Les monticules à bryozoaires de la Chute Montmorency occupent une position particulière au sein des dépôts de rampe carbonatée d'eaux tempérées à haute énergie de l'Ordovicien supérieur (Formation Deschambault) puisqu'il s'agit, d'une part, du seul exemple de bioconstruction connue dans la région de Québec (Harland et Pickerill, 1984; Lavoie, 1995). D'autre part, il s'agit également d'une des premières occurrences de structures monticulaires à composante squelettique connue après le Cambrien (Kapp, 1975;

Kobluk, 1981; Rigby et Desrochers, 1995) dans les séries carbonatées de l'Est de l'Amérique du Nord. Les « patch reefs » à bryozoaires et coraux de Saint-Honoré (Québec) ou encore les biohermes à coraux de la Formation de Lourdes (Terre-Neuve) se sont également formés à l'Ordovicien supérieur (Harland *et al.*, 1987; Batten Hender et Dix, 2006). Pour ces derniers, l'existence de faciès de démantèlement aux bordures et d'une zonation spatiale des faciès sont des indicateurs d'une trame récifale classique.

Les biohermes de la Chute Montmorency sont des structures lenticulaires de faible dimension dont l'accrétion est dominée par le processus de biominéralisation avec la squelettogénèse des bryozoaires. Dans le cas des faciès au cœur des biohermes (faciès CM5A), la structure récifale formée par l'agencement en charpente des bryozoaires trépostomes (Planche 2A ; 4A) crée de larges cavités de croissance qui sont le siège de la formation de micrite authigénique M1 (Planche 4A, D) et du piégeage d'une à plusieurs générations d'allomicrites successives M2, M3, M4 infiltrées (Planche 4A). L'organominéralisation est de faible importance et se réalise en association étroite avec les squelettes de bryozoaires dans l'espace cryptique, au sein de la structure récifale (Planche 4D, E). La cimentation marine représente seulement une faible proportion des phases cimentées. Les phases de ciment marin sont présentes entre les différentes phases allomicritiques, en remplissage géopétal des cavités de croissance (Planche 4A, B). Le faciès aux bordures du bioherme (faciès CM5B) est différent puisque seule la biominéralisation est le processus responsable de l'accrétion. La majorité des phases cimentées correspondent à des remplissages tardifs (ciment de sparite) dans des cavités d'effondrement (Planche 5C, D) et il n'existe pas de phase micritique authigène. Enfin, les faciès péri-bioherme (CM6) diffèrent des faciès des biohermes (CM5A et B) par leur absence de morphologie positive malgré l'abondance et la densité des bryozoaires qui peuvent représentés jusqu'à 60 à 70 % de la fraction bioclastique autochtone. Il s'agit donc de biostromes au sens strict. Leur accrétion est contrôlée pour la majeure partie par la biominéralisation, la cimentation marine n'intervenant que dans de très faibles proportions. L'organominéralisation est absente.

3.2 Monticules de la localité Île d'Anticosti

3.2.1 Localisation

Sur l'Île d'Anticosti, les séries sédimentaires de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur offrent des affleurements exceptionnels aussi bien en exposition côtière que dans les vallées creusées par les principales rivières de l'île. Dans le Sud-Central de l'île, Desrochers *et al.* (2007) ont rapporté l'existence de faciès « récifaux » à bryozoaires et éponges au sein de la Formation de Chicotte. L'affleurement type est un affleurement côtier situé à l'Est de l'embouchure de la rivière Galiote (Desrochers *et al.*, 2007) et n'a pas pu être visité dans le cadre de ce travail. Un autre affleurement, visité en mai 2007, est situé sur le chemin du camp PFA (Figure 3-5; Planche 8).

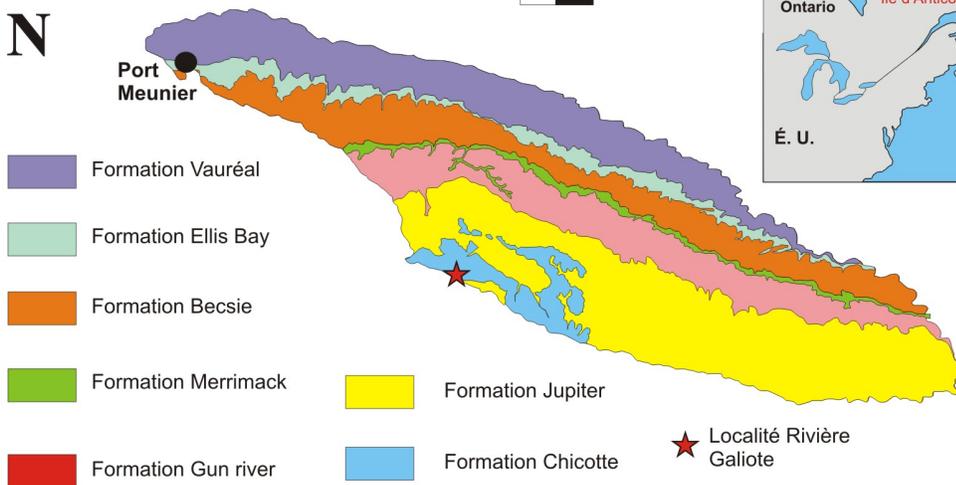
3.2.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire

La plate-forme du Saint-Laurent se divise en deux sous-provinces : la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent à l'Ouest et la plate-forme d'Anticosti à l'Est. La partie exposée de cette dernière est constituée de sédiments essentiellement carbonatés, d'âge Ordovicien et Silurien. La Formation de Chicotte, d'âge Silurien inférieur, correspond à un complexe de rampe carbonatée interne qui prograde sur les dépôts plus profonds de la Formation Jupiter (Formation sous-jacente) en réponse à une chute du niveau marin (Barnes, 1989; Sami et Desrochers, 1992; Desrochers, 2006; Desrochers *et al.*, 2007). L'unité de dépôt typique de la Formation de Chicotte est un cycle de dépôts subtidiaux, d'échelle métrique, illustrant une diminution de profondeur et recouvert par une surface d'érosion intertidale (Figure 3-5B). Les monticules à faciès fins microcristallins riches en bryozoaires de la Formation de Chicotte se retrouvent dans un seul intervalle, de 2 à 10 mètres d'épaisseur, qui est lui-même encadré à la base et au sommet par des discordances érosives (Desrochers *et al.*, 2007). Cet intervalle représente un épisode transgressif qui se caractérise par un sédiment plus fin (riche en boue). L'absence de structures sédimentaires liées aux vagues, ou de bio-indicateurs de lumière (*e.g.* algues) amène Desrochers *et al.* (2007) à interpréter cet intervalle comme s'étant déposé hors de la zone photique et sous la limite d'action des vagues de tempêtes.

A



20 km



B

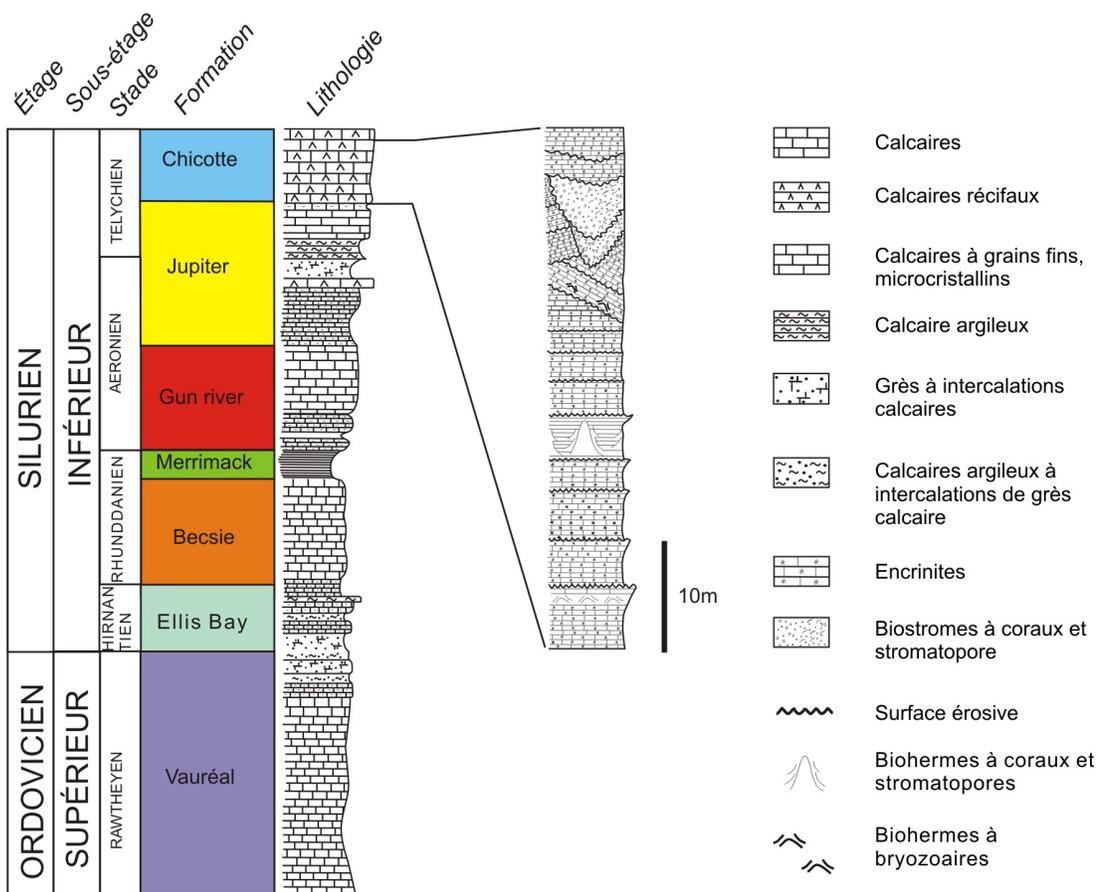


Figure 3-5 : Localisation, contexte géologique et stratigraphique de la localité Île Anticosti. (A) Localisation à l'échelle régionale et carte géologique simplifiée de l'Île d'Anticosti (Desrochers et Gauthier, 2009). (B) Coupe stratigraphique synthétique de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur affleurant sur l'Île d'Anticosti et coupe stratigraphique détaillée de la Formation de Chicotte (d'après Desrochers, 2006). L'architecture des dépôts sédimentaires de la Formation de Chicotte, notamment les faciès de type encrinites, montre une organisation cyclique bien particulière, de l'échelle sub-métrique à décamétrique. Les cycles subtidaux à encrinites, granocroissants et à faciès de plus en plus superficiels, sont recouverts par des surfaces érosives. Ces surfaces montrent un relief faible à la base de la séquence mais deviennent de plus en plus complexes et irrégulières au sommet de la séquence. Ces cycles sont interprétés comme des régressions forcées successives accompagnées d'une chute du niveau marin d'au moins 10 mètres (d'après Desrochers, 2006).

3.2.3 Géométrie et architecture de dépôt

Les monticules riches en bryozoaires, spongiaires et cavités de type stromatactis mesurent jusqu'à 8 m de haut et plusieurs dizaines de mètres de diamètre pour les affleurements côtiers (Planche 7A). Le long de la route du camp PFA, la localité visitée en 2007 présente aussi un exemple de géométrie monticulaire (Planche 8A & B). Le cœur du monticule, d'aspect massif, sans structure ou figure sédimentaire visible à l'œil nu, mesure 8 m de hauteur environ et son extension latérale est approximativement de 15 mètres. Les flancs sont bien lités et les faciès monticulaires massifs passent latéralement à des dépôts stratiformes.

3.2.4 Pétrographie

3.2.4.1 Macrofaciès

Dans le détail, les faciès associés à l'intervalle à monticules sont composés de sédiments calcaires à grains fins, de couleur beige rougeâtre à la cassure fraîche et riches en bryozoaires, spicules d'éponges et crinoïdes. Les bryozoaires fenestrés sont les plus abondants (Planche 7C) mais des bryozoaires de type ramose sont également rencontrés (Desrochers *et al.*, 2007). Au cœur des monticules, le faciès est massif (Mo) et riche en cavités de type stromatactis (Planche 7D). Ces calcaires massifs passent latéralement à des bancs calcaires de 20 cm d'épaisseur en moyenne. En terme de faciès, la seule différence

visible macroscopiquement entre le faciès monticulaire (Mo) et le faciès intermonticulaire (IM) est l'absence de cavité de type stromatactis. Enfin, les sédiments post-biohermes correspondent à des encrinites (En) affectées par un épisode érosif marquant la fin de l'intervalle (Planche 7A & B).

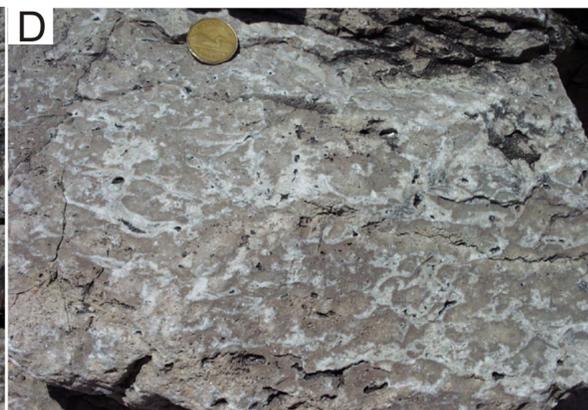
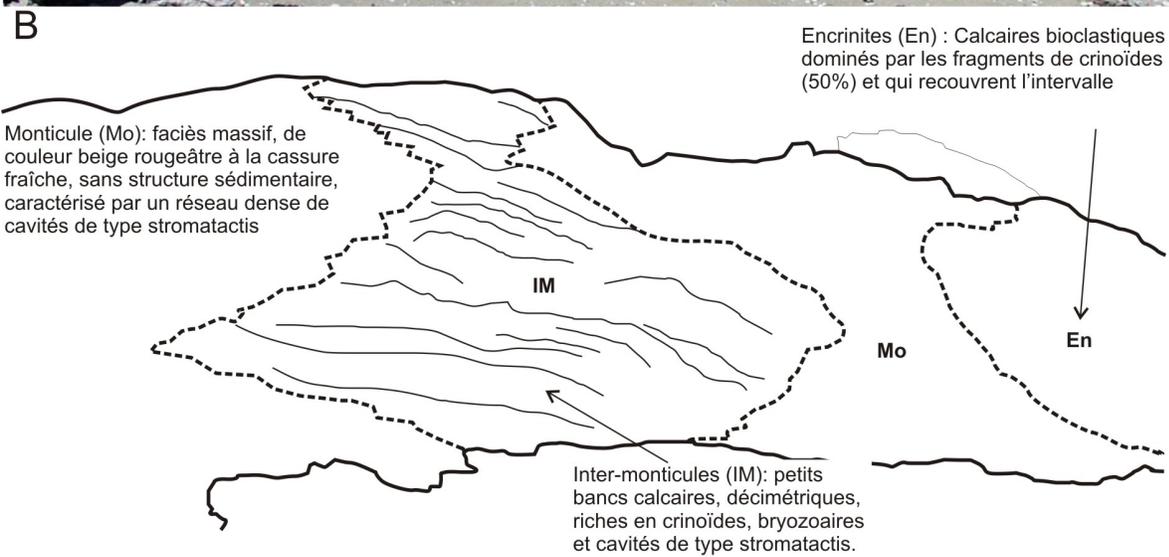


Planche 7 : Localité Anticosti - affleurement et macrofaciès I

(A) Affleurement côtier de la Formation de Chicotte, situé à l'Est de l'embouchure de la rivière Galiote. Les faciès monticulaires mesurent jusqu'à 8 m d'épaisseur et 10 m de largeur. Ils passent latéralement à des calcaires stratiformes et sont recouverts par les faciès encrinites, typique de la Formation de Chicotte (d'après Desrochers *et al.*, 2007).

(B) Représentation schématique de la géométrie monticulaire et des macrofaciès (d'après Desrochers *et al.*, 2007).

(C) A l'affleurement, le faciès correspondant aux coeurs des monticules (Mo) est riche en fragments de crinoïdes et bryozoaires fenestrés. Ces derniers ont des frondes allongées, pluricentimétriques et représentent au minimum 30 à 40 % des constituants squelettiques (photographie d'André Desrochers).

(D) Le faciès sédimentaire, de couleur beige rougeâtre, associé au coeur des biohermes présente plusieurs générations de boue (fabrique polymicritique) et d'abondantes masses de sparite dont la base est régulière et plane et le toit irrégulier et digité (photographie d'André Desrochers).

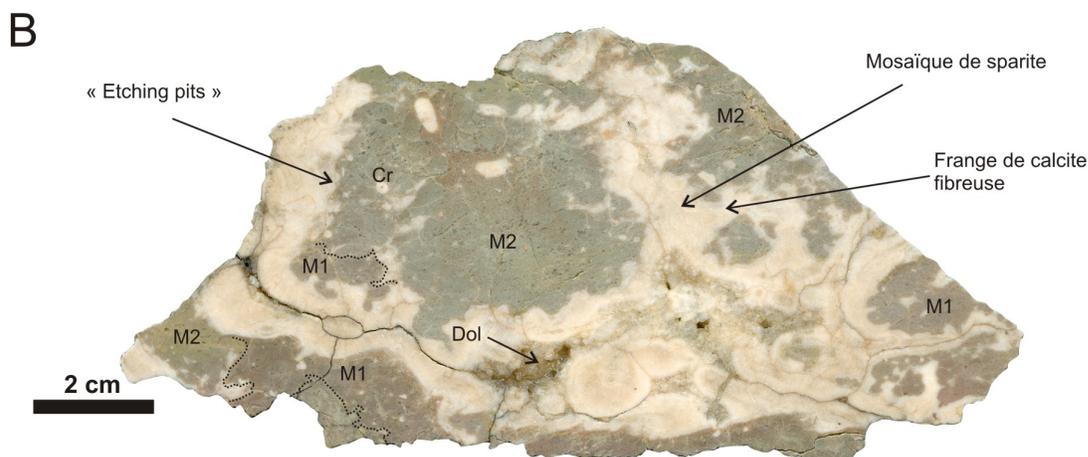


Planche 8 : Localité Île d'Anticosti - affleurement et macrofaciès II

(A) Bioconstruction affleurant le long de la route du camp PFA, environ 10 m au-dessus de la base de la Formation de Chicotte. Cette unité stratigraphique est encadrée, à la base et au sommet, par des surfaces érosives. Le coeur du monticule mesure environ 8 m de hauteur. La position des échantillons récoltés en 2007 est indiquée par des étoiles rouges.

(B) Blocs polis (échantillon CH1) du faciès associé au coeur du monticule à bryozoaires. Les cavités de type stromatactis sont constituées d'une frange de calcite fibreuse aux bordures et d'une mosaïque de sparite au centre. Les fragments de crinoïdes (Cr) sont communs disséminés dans la matrice sédimentaire. Noter les différentes générations de boue carbonatée, M1 et M2 (texture polymicritique) et la bordure irrégulière des masses de sparite (« etching pits ») interprétées comme des évidences de corrosion. Présence de dolomie tardive en remplacement et enrichissement en minéraux insolubles.

3.2.4.2 Microfaciès et interprétations

Pour les faciès monticulaires de la Formation de Chicotte, Desrochers *et al.* (2007) définissent deux sous-faciès. Le premier, dénommé ici faciès IA1, est un mudstone/wackestone à bryozoaires (fenestrés et ramoses) et crinoïdes et le second, dénommé ici faciès IA2, est un cementstone à bryozoaires fenestrés. Les deux faciès ne peuvent être isolés à l'échelle macroscopique et les conditions d'affleurement ne révèlent pas leur agencement spatial (Desrochers *et al.*, 2007).

Le faciès IA1 est un mudstone/wackestone, à grains fins, faiblement trié, riche en bryozoaires non fragmentés (fenestrés et ramoses) (Planche 9A), crinoïdes (plaques et ossicles), microbioclastes indéterminés, spicules d'éponges siliceuses remplacés par des microsparites (Planche 9B), ainsi que des reliques de réseau spiculaire d'éponges siliceuses de type démosponge (monoactine) et de type hexactinellide (hexactine). Ce faciès se distingue par la présence de plusieurs générations de phases carbonatées microcristallines aux relations géopétales. La phase M1, micrite-microsparite, est localement associée à des reliques de squelette spiculaire (Planche 9F). La phase M2 est nettement plus grossière que M1 (Planche 9C) et s'observe en remplissage des espaces libres au sein du réseau formé par la matrice M1 (Planche 9E). Le terme fabrique polymicritique (*sensu* Lees et Miller, 1995) s'applique bien ici puisque la micrite M1, aux bordures bien marquées et sa distribution labyrinthique, montre des signes évidents d'induration précoce, antérieure à l'infiltration de M2. En outre, l'importance de la fabrique polymicritique, le faciès est riche en plages cimentées pluri-centimétriques, dont les bordures sont constituées d'une frange de calcites fibreuses riches en inclusions (ciment marin) et dont le centre est formé de sparite en mosaïque (ciment tardif, non marin) (Planche 8B, 9C). Ces cavités correspondent à la définition des stromatactis (Planche 8B) car ici les quatre critères diagnostiques d'une cavité stromatactis sont bien respectés (Neuweiler et Bernoulli, 2005) à savoir une cavité avec un (1) toit digité (Planche 8B) et (2) une base planaire (Planche 8B), (3) cimentée par un ciment marin (Planche 9C, frange de calcite fibreuse) et formée dans un (4) sédiment carbonaté fin, microcristallin (Planche 8B). Au contact avec le ciment marin des cavités

stromatactis, la micrite M1 montre souvent une bordure irrégulière (« etching pits ») témoignant de l'action corrosive des acides libérés subséquemment à la minéralisation authigène de M1 (Planche 9D). Les frondes délicates de bryozoaires fenestrés sont très bien préservées, pouvant atteindre jusqu'à 2 cm de long, et forment parfois des cavités d'abris (« shelter cavity ») (Planche 9A ; 10A).

Le faciès IA2 est un cementstone à bryozoaires fenestrés qui se caractérise par la présence de bryozoaires fenestrés (les bryozoaires ramoses sont présents mais moins abondants que les fenestrés), de fragments de crinoïdes (plaques et ossicules), de fragments de brachiopodes ainsi que de nombreux microbioclastes indéterminés et de rares fragments de trilobites (Planche 10B). L'espace entre les bioclastes est presque totalement rempli par un ciment marin de calcite radioaxiale fibreuse (Planche 10C). Localement, de petites poches de micrite sont préservées (Planche 10D) mais elle est souvent néomorphisée en microsparite.

3.2.4.3 Phénomènes de diagénèse

Certains fragments de crinoïdes montrent un ciment de calcite en syntaxie (Planche 10C) c'est-à-dire une surcroissance en continuité optique avec le squelette d'échinoderme. Dans le faciès IA1, la cimentation marine est présente sous forme de franges de calcites fibreuses riches en inclusions en remplissage des cavités stromatactis (Planche 8B, 9C, D) et de certaines cavités d'abri liées aux frondes de bryozoaires fenestrés (Planche 10A). Le centre des cavités stromatactis est cimenté par de la sparite en mosaïque. Dans le faciès IA2, l'espace entre les éléments squelettiques est presque totalement occulté par des cristaux de calcites fibreuses riches en inclusions (Planche 10B). Certains clastes sont entourés d'une fine frange de calcite en lamelles (ou « bladed calcite ») (Planche 10C). Dans les deux faciès, la matrice sédimentaire est parfois remplacée par des cristaux de microsparites aux contours irréguliers, mal définis (néomorphisme). Enfin, même si les phases de diagénèse tardive ne font pas l'objet de ce travail, on peut néanmoins mentionner les effets de la compaction qui se témoigne par la présence de petites plages de ciment liées à l'enfouissement (mais relativement précoce) autour des crinoïdes (Planche 10A; «

sagging porosity »), de fines fractures et de stylolithes (soulignés par l'enrichissement en minéraux insolubles) et d'une phase de dolomie tardive (Planche 8B).

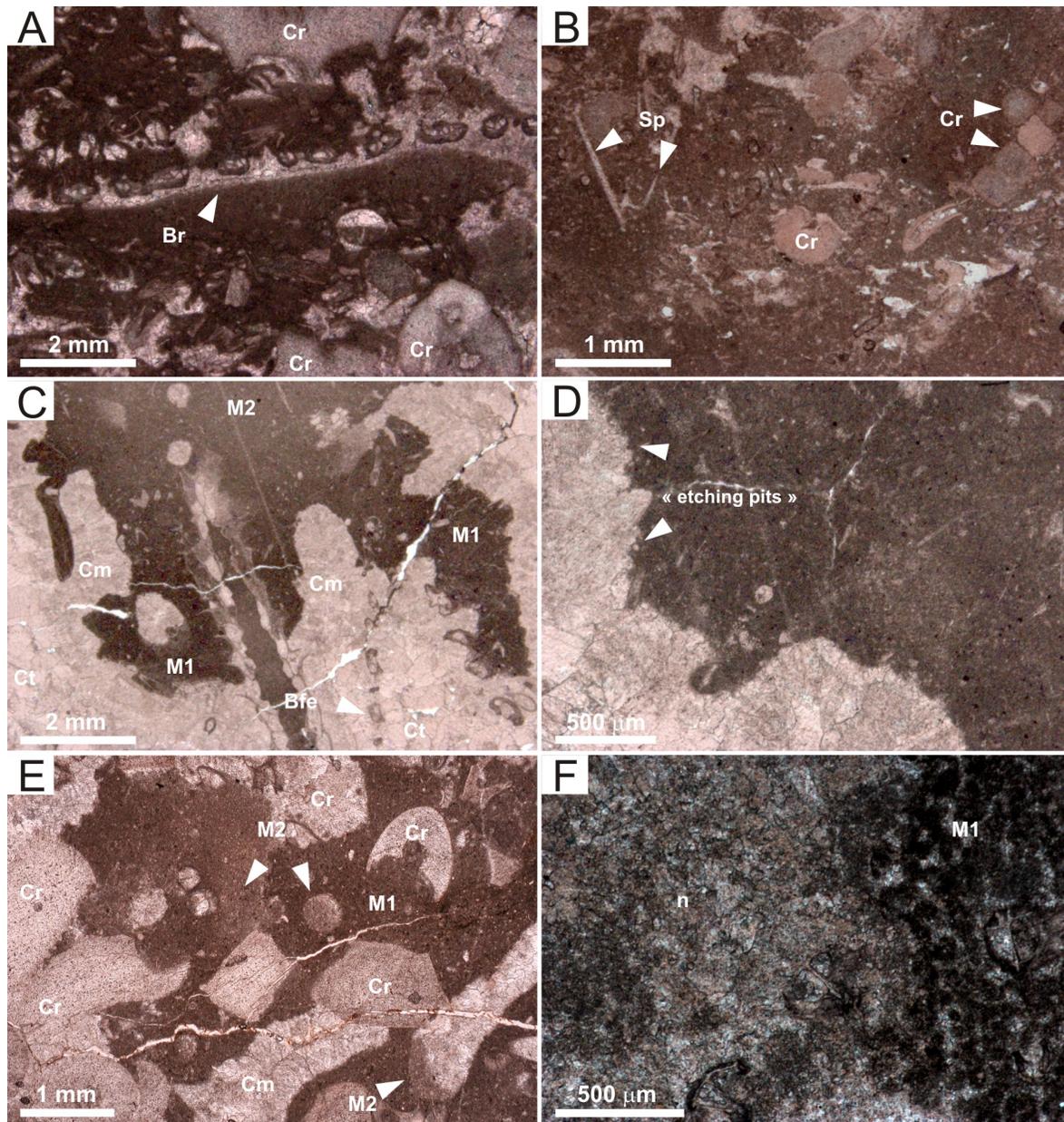


Planche 9 : Localité Île d'Anticosti - microfaciès et biofaciès I

(A) Le faciès IA1 est un mudstone/wackestone à bryozoaires et crinoïdes. Les éléments figurés comportent des bryozoaires fenestrés (Bfe) qui peuvent mesurer jusqu'à 2 cm de long et sont associés à de la porosité d'abri.

(B) Le faciès IA1 comporte également de nombreux fragments de crinoïdes et des spicules d'éponges (remplacées par des microsparites) dispersés dans la matrice (Sp).

(C) Agencement géopétal des matrices M1 et M2 (fabrique polymicritique). La matrice M1 est présente au toit d'une cavité stromatactis dont les bordures sont cimentées par un ciment de calcite fibreuse (ciment marin) et dont le coeur est cimenté par une mosaïque de sparite (ciment tardif).

(D) Au contact avec la frange de ciment marin, la matrice M1 montre des bordures dentelées (« etching pits ») qui témoignent de la corrosion associée à la précipitation authigène de M1.

(E) Détails de la fabrique polymicritique. Noter la géométrie labyrinthique de l'automicrite M1 et la position de la matrice M2 (allomicrite) en remplissage des espaces laissés libres par M1. L'induration précoce de M1 est corroborée par la présence de petites plages de ciment marin de calcite fibreuse riche en inclusions.

(F) À droite, détails de l'automicrite associée ici aux reliques d'un squelette spiculaire opalin remplacé par des microsparites. À gauche, la matrice sédimentaire est localement recristallisée (néomorphisme) et elle est remplacée par des microsparites aux contours irréguliers qui s'agencent à la manière d'un puzzle.

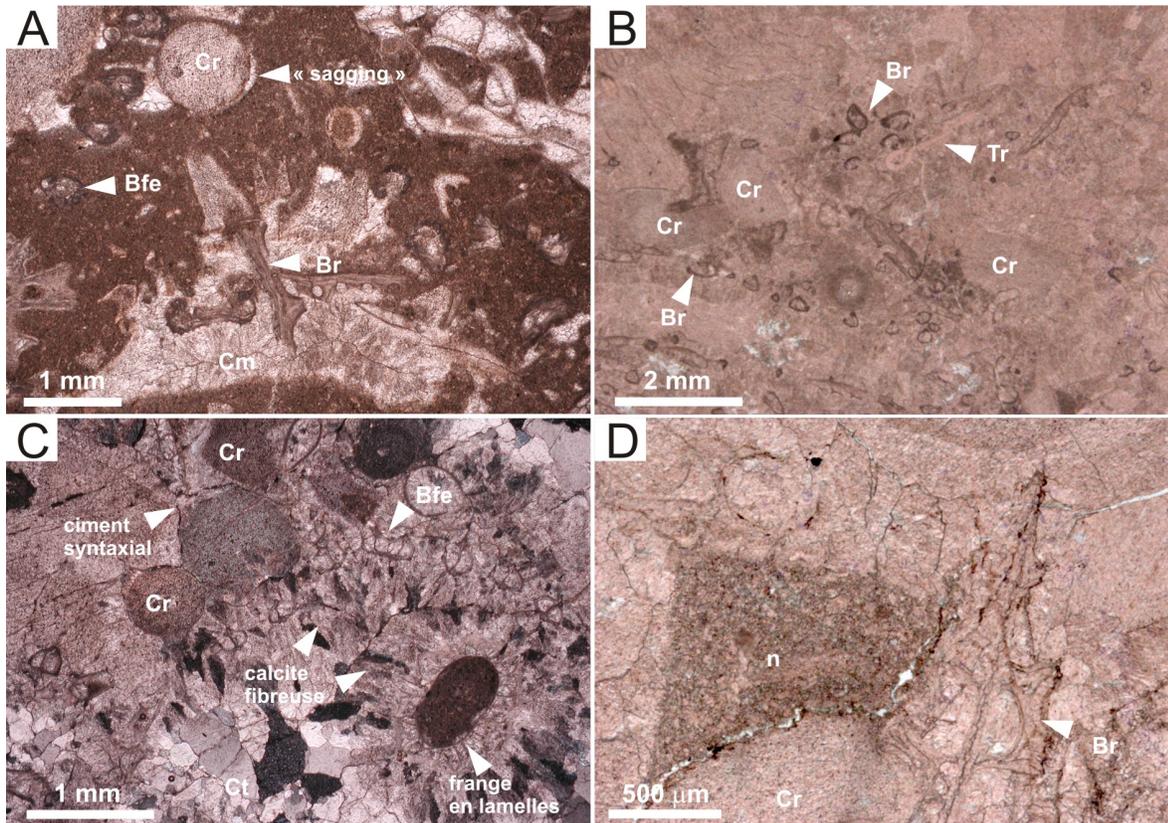


Planche 10 : Localité Île d'Anticosti - microfaciès et biofaciès II

(A) Pour le faciès IA1, exemple de cavité d'effondrement associée aux bryozoaires et cimentée par des cristaux de calcite fibreuse (ciment marin). Noter la présence d'une petite frange de ciment tardif autour du fragment de crinoïdes. L'ouverture de ce petit espace est liée à la compaction de la matrice sédimentaire (« sagging »).

(B) Le faciès IA2 est un cemenstone à bryozoaires et fragments de crinoïdes. Les éléments figurés comptent les bryozoaires fenestrés (Bfe), les plaques et les ossicules de crinoïdes (Cr), de petites coquilles de brachiopodes, des microbioclastes indéterminés et quelques rares fragments de trilobites.

(C) L'espace entre les bioclastes est partiellement à totalement rempli par la cimentation marine sous forme de petite frange de calcites en lamelles (« bladed calcite »), et de calcites fibreuses, riches en inclusions. L'espace résiduel est cimenté par une mosaïque de sparite, non marine (microphotographie en lumière polarisée).

(D) Détails d'une petite plage de matrice sédimentaire préservée au sein du faciès cemenstone (IA2) mais néomorphisée (remplacement par des cristaux de microsparites aux contours irréguliers et mal définis).

3.2.4.4 Données géochimiques

Isotopes stables

Les résultats d'analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène réalisées sur un total de 21 échantillons sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 7) et résumés ci-dessous (Tableau 3).

Les données des isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurées sur les phases M1, M2/M3 ainsi que sur les ciments marins (Cm) sont en accord avec les données publiées pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de calcites marines du Silurien (Azmy *et al.*, 1998; Azmy *et al.*, 2006; Munnecke et Männik, 2009). Ces derniers travaux, basés sur des échantillons de coquilles de brachiopodes bien préservées, ont permis d'établir par lecture graphique les valeurs limites pour le signal isotopique synsédimentaire du Silurien à - 6‰ et -2.75‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et 0‰ et 3‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 3-6).

	Phase échantillonnée							
	Matrice (automicrite, M1)		Matrice (allomicrite, M2/M3)		Ciment marin (Cm)		Ciment Tardif (Ct)	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
N	3		6		5		7	
Min	2.52	-5.01	2.61	-5.31	2.66	-5.58	2.21	-7.01
Max	2.60	-4.78	2.75	-4.75	2.89	-4.84	2.85	-4.89
Moy	2.56	-4.87	2.67	-4.92	2.80	-5.24	2.45	-6.04

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique.

La matrice M1 ne montre pas de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ appauvries ce qui écarte la précipitation authigénique associée à l'oxydation du méthane. Nos données sont également en accord avec les valeurs isotopiques des phases M1, M2/M3 et des ciments marins mesurées par Desrochers *et al.* (2007). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatives correspondent

aux ciments tardifs (cristaux de sparite en mosaïque). La tendance (symbolisée par les flèches pointillées en bleu) observée depuis les franges de calcites fibreuses jusqu'aux ciments de sparites en mosaïque témoigne d'une signature marine, d'une signature marine altérée (enfouissement peu profond) et de l'influence d'un enfouissement progressif.

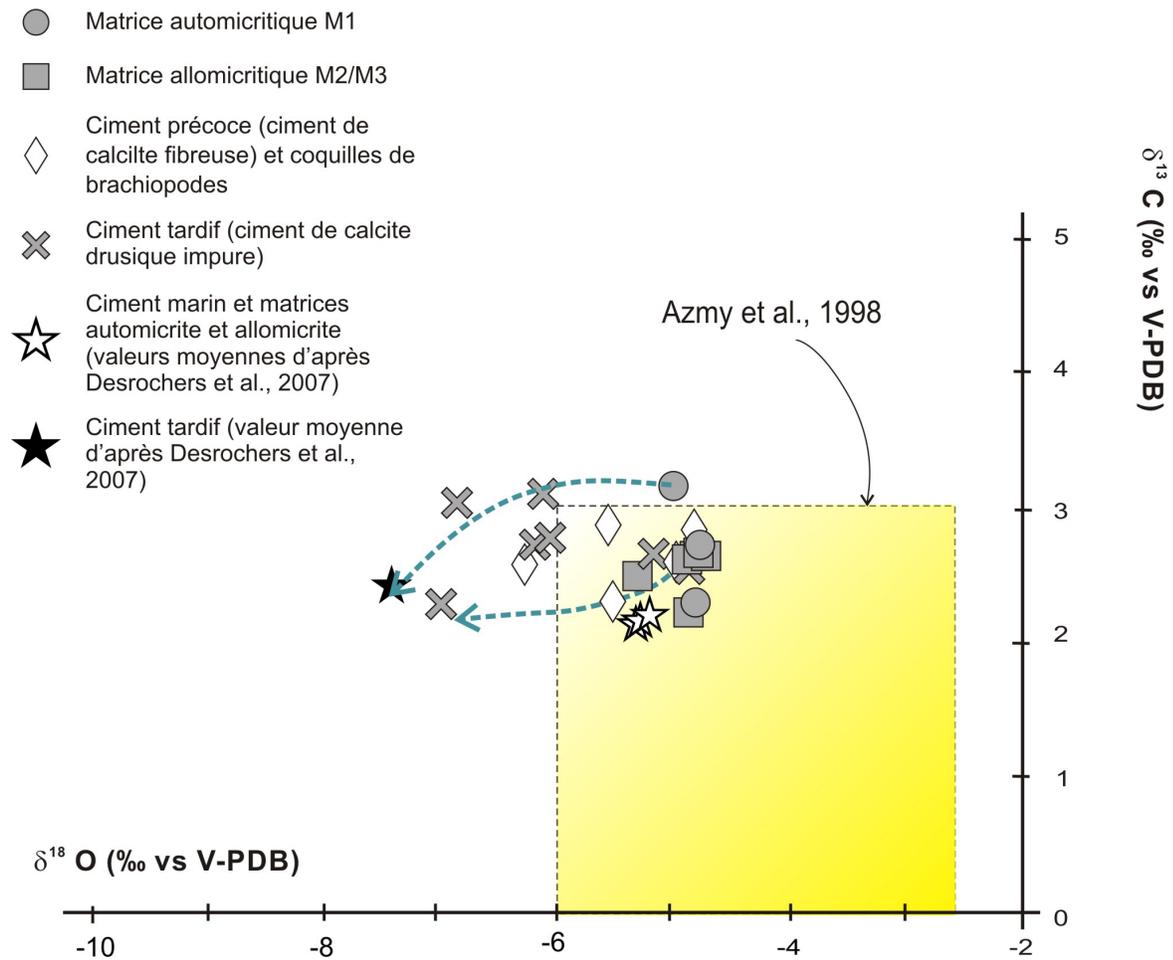


Figure 3-6 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). La boîte correspond aux valeurs de calcite marine du Silurien existant dans la littérature (Azmy *et al.*, 1998).

Terres rares

Les résultats d'analyses des terres rares réalisées sur un total de 18 échantillons sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 8). De ces analyses, il a été possible d'isoler quatre patrons de distribution des terres rares associés aux différentes phases identifiées en lames minces. Pour les échantillons de la localité Île d'Anticosti, l'yttrium n'a pas pu être mesuré. Graphiquement, les valeurs mesurées pour les éléments encadrant l'yttrium (dysprosium et holmium) ont été reliées.

Le patron 1 (Figure 3-7A) est plat et il montre un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*=1,28$). Ce patron est associé à la matrice automicritique M1. Il montre une très légère anomalie positive en europium ($Eu/Eu^*=1,06$) et aussi une anomalie négative en cérium ($Ce/Ce^*=0,88$).

Le patron 2 (Figure 3-7B) est plat et montre un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*=1,29$). Ce patron correspond à la matrice allomicritique M2. Il présente aussi une très légère anomalie positive en europium ($Eu/Eu^*=1,14$) et une anomalie négative en cérium ($Ce/Ce^*=0,90$).

Le patron 3 (Figure 3-7C) correspond à la signature des ciments marins présents sous forme de frange de calcite fibreuse riche en inclusions aux marges des cavités stromatactis (e.g. Planche 8B) et peut être séparé en deux sous patrons 3A et 3B. Pour 3A, le patron de distribution des terres rares est plat et montre un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*=1,31$). Ce patron se différencie aussi par une anomalie négative de cérium bien marquée ($Ce/Ce^*=0,59$) et une légère anomalie négative d'europium ($Eu/Eu^*=0,86$). Pour 3B, le patron de distribution des terres rares se caractérise par un enrichissement en terres rares lourdes. Il se distingue par une anomalie négative de cérium ($Ce/Ce^*=0,76$).

Le patron 4 (Figure 3-7D) est plat et montre un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*=1,37$). Ce patron correspond à la signature des ciments tardifs correspondant aux ciments de sparite en mosaïque présents en remplissage au centre

des cavités stromatactis (*e.g.* Planche 8B). L'anomalie de cérium est comparable à celle mesurée pour les matrices M1 et M2 ($Ce/Ce^*=0,89$).

Tous les patrons de distribution des terres rares montrent une anomalie négative en cérium (en moyenne $Ce/Ce^*=0,80$) ce qui est typiquement observé dans les eaux marines normales (McLennan, 1989). Il n'existe aucune différence significative dans les profils de terres rares ne permet de séparer les automicritiques des allomicritiques. Les auto et allomicrites partagent avec les ciments tardifs un patron de distribution des terres rares plat. De plus, les valeurs d'anomalie de cérium pour ces trois phases minérales sont cohérentes avec des conditions suboxiques alors que dans le cas des ciments marins (franges de calcite fibreuse, patrons 3A et B), l'importance de l'anomalie de cérium indique des conditions oxiques.

Valeurs des Terres Rares normalisées aux shales post archéennes australiennes (PAAS; Échelle logarithmique)

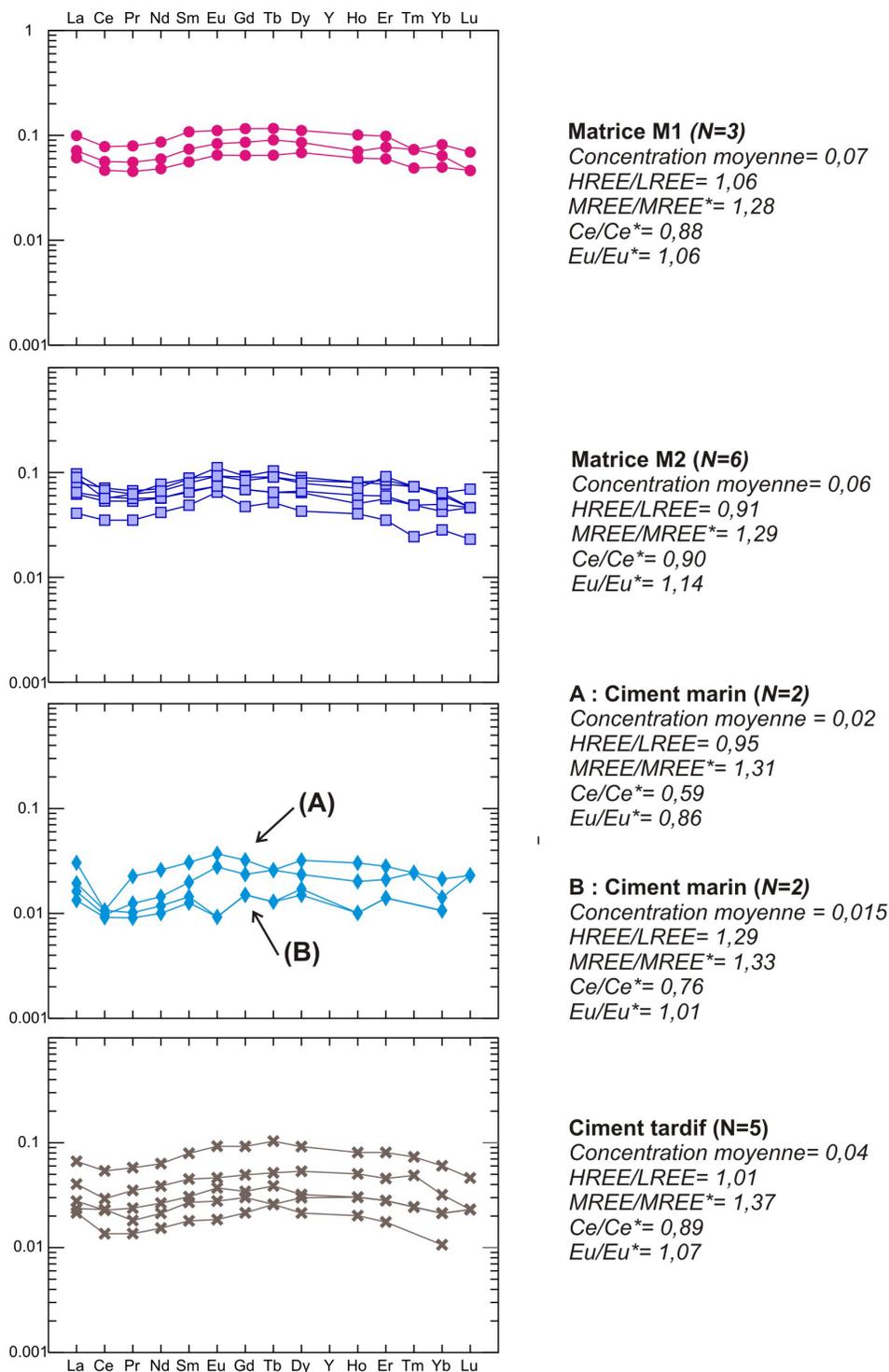


Figure 3-7 : Patrons de distribution des terres rares pour les phases M1 et M2/M3, les ciments précoces et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).

3.2.5 Interprétations

3.2.5.1 Processus sédimentaires

Les monticules carbonatés à bryozoaires et crinoïdes de l'Île d'Anticosti (Formation de Chicotte) se sont formés dans un contexte de rampe carbonatée, sous la limite d'action des vagues de tempêtes (Desrochers, 2006; Desrochers *et al.*, 2007). Les faciès massifs au cœur des monticules passent latéralement à des sédiments inter-monticulaires bien lités (Planche 7B). L'absence de faciès de démantèlement aux bordures des biohermes indique que l'accrétion ne semble pas être d'origine sédimentaire. De plus, le fait que l'orientation des frondes de bryozoaires soit variable, parfois en position de vie (verticale) mais le plus souvent en position subhorizontale (accumulées sur le fond), ne permet pas de déterminer de façon claire si les bryozoaires formaient ici un réseau rigide de type récifal (Desrochers *et al.*, 2007). Les bryozoaires fenestrés en particulier, avec leurs squelettes graciles, sont peu enclins à construire des charpentes récifales. Néanmoins, par leur présence, ils ont pu jouer un rôle passif, en ralentissant le mouvement de sédiment et en facilitant la cimentation (Cuffey, 1985). La rareté et la taille réduite des cavités d'abris semblent confirmer qu'il n'existait pas de véritable trame bioconstruite (Planche 9A, 10A). Les fragments de crinoïdes sont volumétriquement importants au sein des faciès monticulaires de la localité Île d'Anticosti (*e.g.* Planche 9A, E). Ils peuvent avoir joué un rôle, de leur vivant, dans la stabilisation des sédiments et, à la mort, en contribuant pour une part importante à la fraction squelettique (Scoffin, 1971; Harland, 1981). La signature isotopique des phases micritiques (M1 et M2) indique qu'elles ont précipité en équilibre avec l'eau marine. L'absence de fractionnement d'origine biologique (effet vital) ou diagénétique ainsi que l'absence de toute structure squelettique d'origine microbienne (*e.g.* tubes, bâtonnets) excluent une biominéralisation d'origine microbienne.

3.2.5.2 Processus diagénétiques

Dans les deux faciès associés aux monticules de la localité Île d'Anticosti (faciès IA1 et 2), le volume de phases cimentées peut être considérable (Planche 8B) alors que Desrochers *et al.* (2007) mentionnent que les faciès inter-monticulaires en sont presque dépourvus. Dans le cas du faciès IA2 (cementstone à bryozoaires fenestrés), la cimentation

marine occupe tout l'espace entre les composants bioclastiques et peut représenter jusqu'à 70 % de la fabrique *in situ* (Planche 10B, C). Dans le cas du faciès IA1, les phases cimentées sont de deux types. D'une part, les phases cimentées les plus grandes (Planche 8B) correspondent à la cimentation de véritables cavités stromatactis (Neuweiler et Bernoulli, 2005). D'autre part, les phases cimentées de taille plus modeste, correspondent à des cavités d'abris formées par les squelettes de bryozoaires fenestrés (Planche 9A, 10A). Ces cavités d'abris sont parfois cimentées par un ciment marin (Planche 10A) parfois par un ciment tardif, de calcite en mosaïque.

Le faciès IA1 (mudstone/wackestone à bryozoaires et crinoïdes) se distingue par l'importance volumétrique de la fabrique polymicritique (Planche 9C, E) et de la phase M1 (Planche 9E), indurée précocement (marges bien marquées et distribution labyrinthique), avant l'infiltration subséquente de M2. Elle témoigne du rôle important joué par l'organominéralisation dans l'accrétion nette de ce faciès. La distribution des éléments des terres rares indique que les auto et allomicrites ont précipité dans un milieu marin suboxique relativement aux ciments marins (oxiques, comme en témoigne l'importance de l'anomalie négative de cérium). En revanche, il n'y a aucune évidence d'organominéralisation associée au faciès IA2.

3.2.5.3 Modes d'accrétion

Pour le faciès IA1 (mudstone/wackestone à bryozoaires et crinoïdes), l'accrétion est avant tout contrôlée par l'organominéralisation (responsable de l'automicrite M1 et de la fabrique polymicritique) puis la biominéralisation (squelettogénèse) et, enfin, dans une moindre mesure, par la cimentation marine (cavités stromatactis et certaines cavités d'abris formées par les bryozoaires fenestrés). Les bryozoaires et les crinoïdes apportent leur contribution à la fraction squelettique et peuvent avoir joué un rôle passif en fournissant un substrat pour la cimentation marine et un environnement propice (conditions suboxiques) à l'organominéralisation (Desrochers *et al.*, 2007).

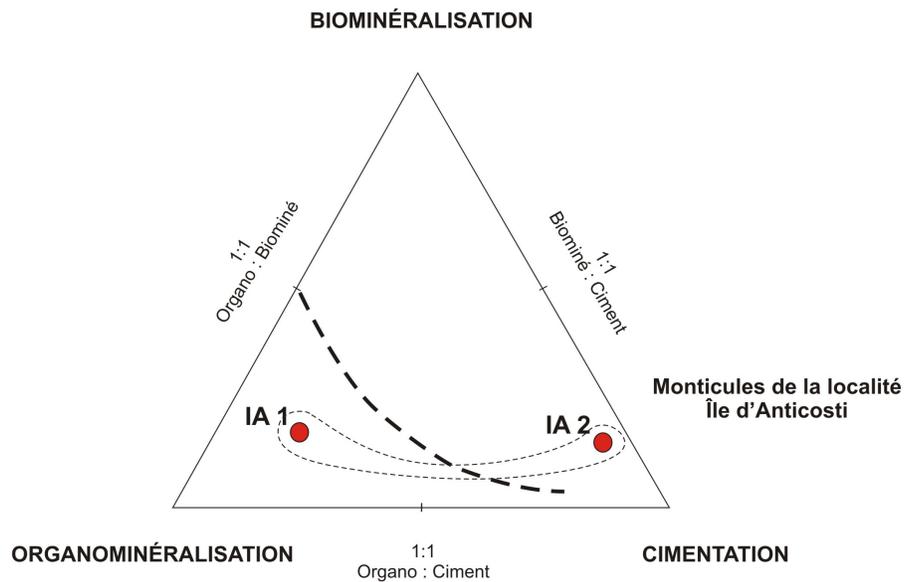


Figure 3-8 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrication *in situ* des faciès des monticules de la localité Île d'Anticosti (Formation de Chicotte, Silurien inférieur).

En ce qui concerne le faciès IA2 (cementstone à bryozoaires fenestrés), la fabrication *in situ* est principalement formée par la cimentation marine (ciment de calcite radioaxiale fibreuse riche en inclusions). Volumétriquement, la biominéralisation joue un rôle mineur. Les frondes de bryozoaires fenestrés contribuent à la fraction squelettique et ont fourni un substrat pour la cimentation marine. Enfin, l'organominéralisation est absente.

Chapitre 4 - Monticules carbonatés Mésozoïques : exemples de monticules à éponges siliceuses et de monticules à coraux, Jurassique, Haut-Atlas Central, Maroc

4.1 Contexte géologique général

Au début du Trias, la dislocation de la Pangée s'accompagne de l'ouverture de l'Océan Atlantique central. Entre l'Océan Téthys, au Nord-Est, et le proto-Atlantique à l'Ouest, un important système de rift intracontinental, le rift atlasique, se développe. Les bassins du Moyen et Haut-Atlas sont hérités de ce rifting mésozoïque et ont ensuite subi une inversion au Cénozoïque (Stanley, 1981; Du Dresnay, 1988; Jacobshagen *et al.*, 1988; Jacobshagen, 1988; Guiraud, 1998; Missenard *et al.*, 2006; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Le bassin du Haut-Atlas Central s'est ouvert à une paléolatitudes comprise entre 15° et 20°N et a atteint une largeur maximale de 110 kilomètres (Beauchamp *et al.*, 1999). Au Sinémurien, ce bassin intracontinental est découpé en plusieurs blocs tectoniques contrôlés par des failles normales NNE-SSW à vergence nord (Figure 4-1) (Beauchamp *et al.*, 1999; Arboleya *et al.*, 2004). Ayant connu un fort taux de subsidence tout au long du Jurassique inférieur, le bassin du Haut-Atlas Central expose une succession sédimentaire mesurant jusqu'à 12 km d'épaisseur et montrant une grande variabilité d'environnements de dépôt marins. Cette série sédimentaire enregistre un mégacycle de transgression/régression (Trias supérieur à Jurassique moyen; Figure 4-2) limité à la base et au sommet par des couches de grès rouges continentaux (Studer et Du Dresnay, 1980; Fedan, 1989; Beauchamp *et al.*, 1996; Beauchamp *et al.*, 1999; Neuweiler *et al.*, 2001b; Wilmsen et Neuweiler, 2008; Haddoumi *et al.*, 2010).

Entre Midelt et Rich, les sédiments carbonatés du Jurassique affleurent de manière spectaculaire et deux intervalles stratigraphiques particuliers ont attiré notre attention en raison de la présence de larges géométries monticulaires bien connues dans la littérature (Du Dresnay, 1977; Evans et Kendall, 1977; Du Dresnay *et al.*, 1978; Stanley, 1981; Warne, 1988a; Neuweiler *et al.*, 2001b; Mehdi *et al.*, 2003; Tomašových *et al.*, 2006;

Wilmsen et Neuweiler, 2008). Tout d'abord, les dépôts du Lias, d'âge Sinémurien à Pliensbachien, qui appartiennent au « complexe carbonaté inférieur » (Warne, 1988a; Warne, 1989) et qui sont divisés en quatre Formations successives Idikel, Foug Zidet, Aberdouz et Ouchbis (Mehdi *et al.*, 2003) (Figure 4-2A).

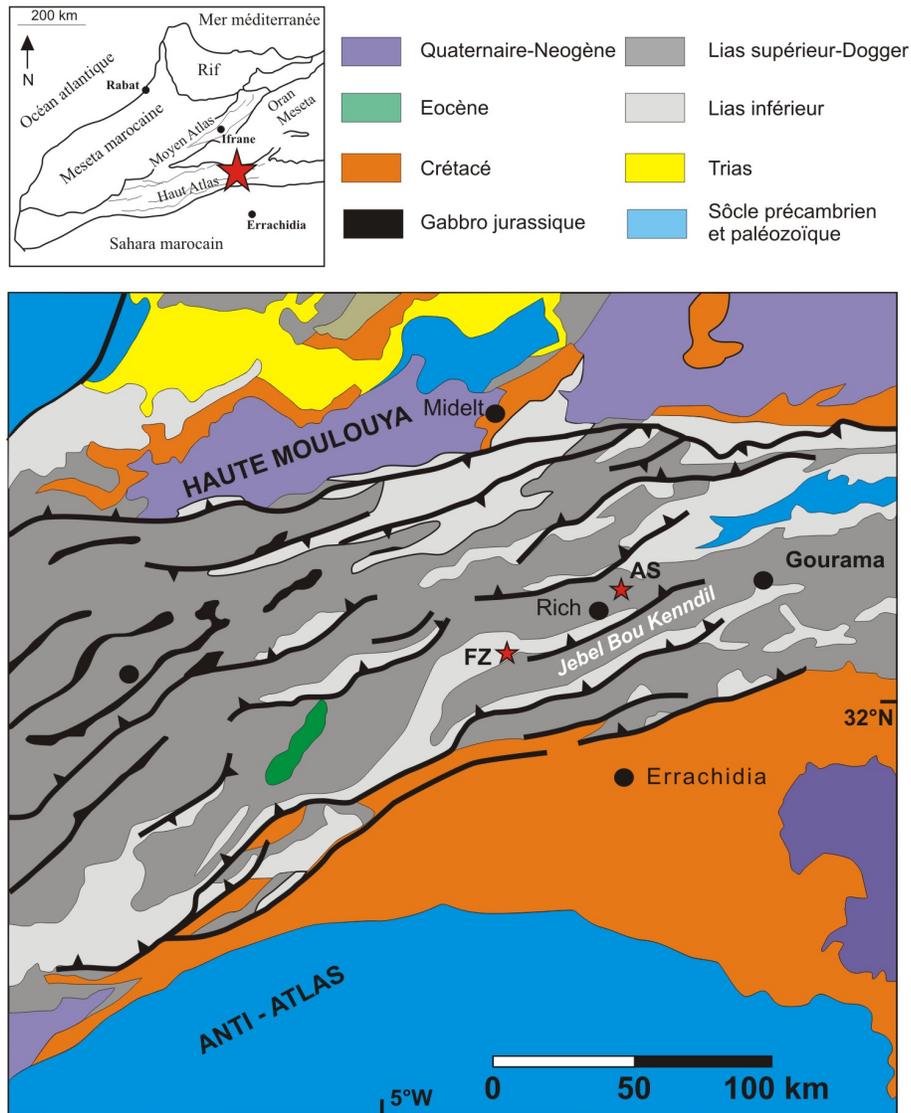
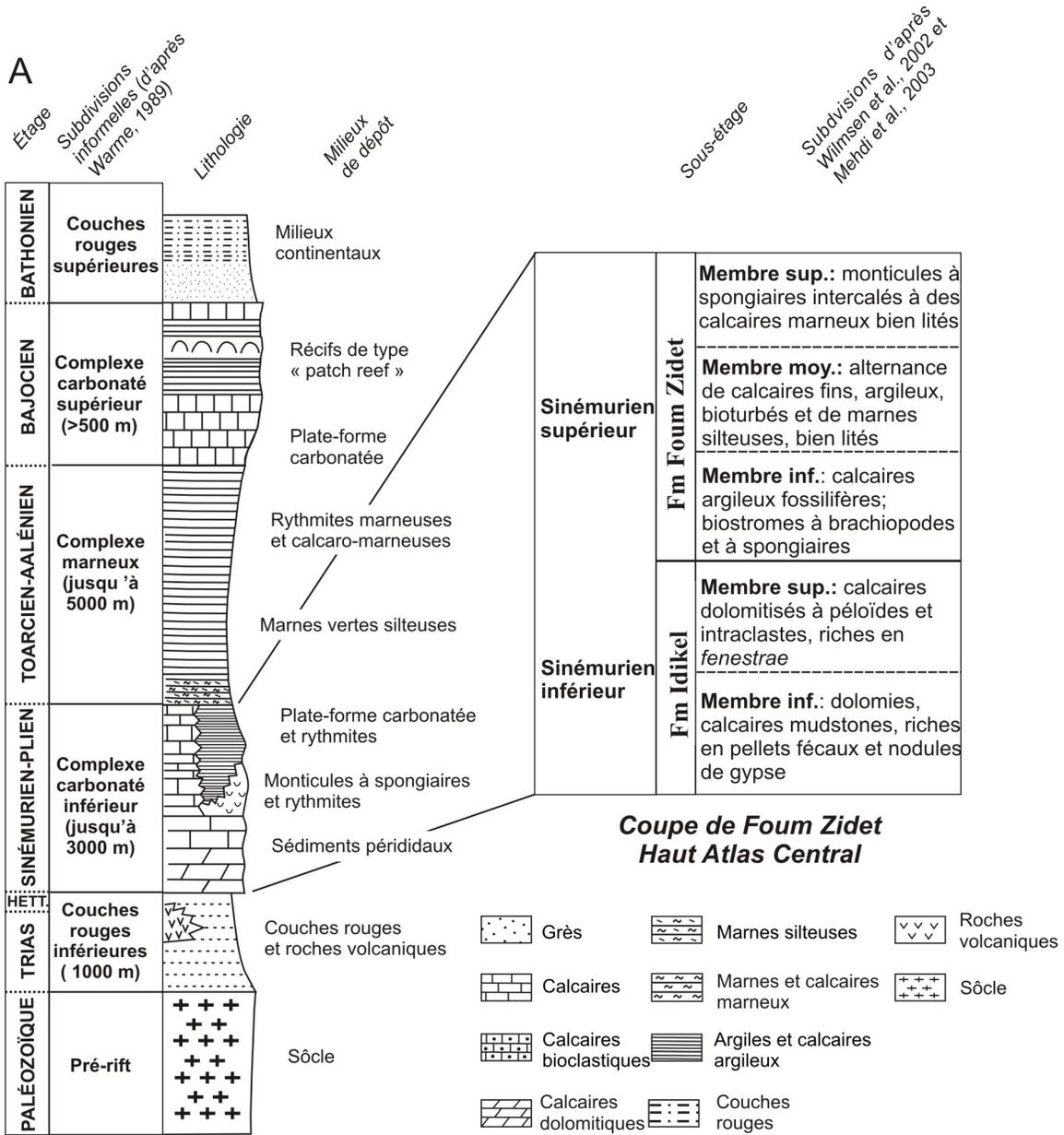


Figure 4-1 : Localisation des monticules carbonatés du Lias (Sinémurien supérieur) et du Dogger (Bajocien supérieur) du Haut-Atlas Central, dans le secteur de Rich et carte géologique simplifiée de la chaîne des Atlas marocains (Teixell *et al.*, 2003). AS : localité Jebel Assameur ; FZ : localité Foug Zidet.

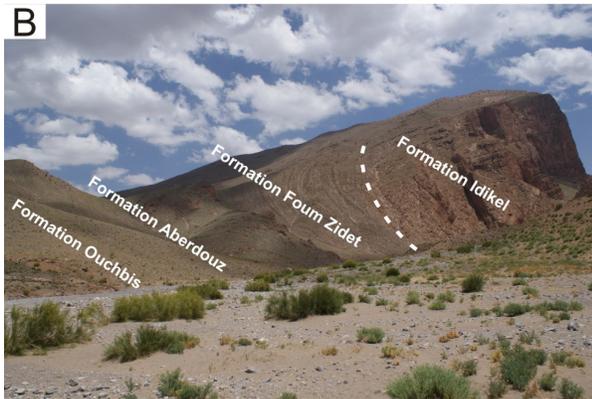
La Formation d'Idikel (Sinémurien inférieur) expose des carbonates péritidaux et fait suite aux dépôts détritiques rouges associés à la phase de rifting initial. Ces dépôts

péritidaux correspondent à la première incursion marine de dépôts carbonatés sous un climat aride à semi-aride. La Formation de Foum Zidet (Sinémurien supérieur) est fortement diachrone et repose en discordance sur la Formation d'Idikel (Figure 4-2A). La Formation de Foum Zidet est constituée de calcaires et calcaires argileux marins d'environnements marins photiques à subphotiques (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008) et se distingue par l'apparition d'une importante communauté benthique subphotique d'éponges siliceuses calcifiées qui forment des monticules carbonatés d'échelle plurimétrique. La limite entre les Formations d'Idikel et de Foum Zidet, marquée par un changement brusque de faciès, correspond à un élargissement du bassin associé à une phase de subsidence différentielle et de transgression majeure (Mehdi *et al.*, 2003). Les dépôts de la Formation de Foum Zidet sont caractéristiques de conditions marines eutrophiques favorables à la migration d'organismes marins benthiques filtrants et à la formation de bioconstructions telles que les biostromes à crinoïdes, à huîtres et brachiopodes et les monticules à éponges siliceuses (Wilmsen et Neuweiler, 2008). Les monticules à spongiaires de la Formation de Foum Zidet sont intercalés au sein d'une succession de calcaires argileux. À la limite supérieure diachrone de la Formation de Foum Zidet (Sinémurien supérieur à Pliensbachien inférieur), l'importance grandissante des dépôts silicoclastiques fins (au détriment des faciès carbonatés) reflète le passage progressif à la Formation d'Aberdouz puis d'Ouchbis qui correspondent à un environnement de dépôt océanique hemipélagique aux conditions oligotrophes (Mehdi *et al.*, 2003). La transgression marine débutée au Trias connaît son apogée au Toarcien-Aalénien. Un complexe marneux atteignant jusqu'à 5000 m d'épaisseur se dépose dans le bassin du Haut-Atlas Central (Figure 4-2). Au Bajocien, la régression marine permet le développement d'un « complexe carbonaté supérieur » (*sensu* Warne, 1989). C'est le second intervalle stratigraphique d'intérêt pour notre étude. Ces dépôts du Dogger se sont mis en place dans un cortège sédimentaire régressif et ils enregistrent le remplissage progressif du bassin et la fin des dépôts marins au Bajocien tardif et au début du Bathonien (Stanley, 1981; Warne, 1988a; Warne, 1988b; Warne *et al.*, 1988; Warne, 1989; Wilmsen et Neuweiler, 2008).

A



B



C

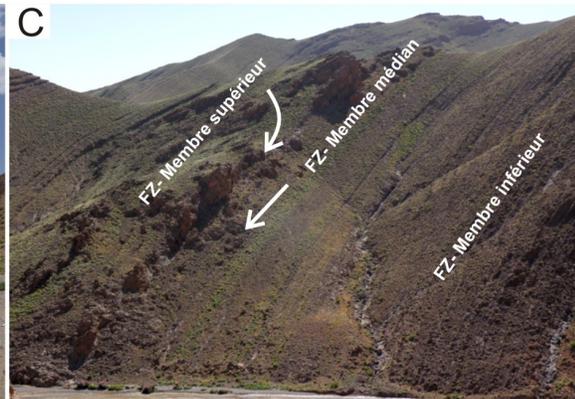


Figure 4-2 : Contexte stratigraphique des monticules carbonatés du Lias, Haut-Atlas Central. (A) Coupe stratigraphique généralisée pour le bassin du Haut-Atlas Central (CHARB) depuis le Trias jusqu'au Jurassique, et coupe lithostratigraphique et biostratigraphique du Sinémurien pour la localité Foug Zidet (Wilmsen *et al.*, 2002; Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). (B) Affleurement du Lias sur les flancs du Jebel Bou Hamid, le long de la piste longeant l'Oued Akka n'Zidet et menant aux sources de Foug Zaâbel (Formation d'Idikel et de Foug Zidet), et (C) vue d'ensemble de la Formation de Foug Zidet (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008).

4.2 Monticules à éponges siliceuses de la localité Foug Zidet

4.2.1 Localisation

La localité étudiée, Foug Zidet (FZ), est située à 15 km à l'Ouest de la ville de Rich (Haut-Atlas Central), sur le flanc Nord du Jebel Bou Hamid (Figure 4-1). Les monticules carbonatés affleurent de part et d'autre de la piste traversant la ride anticlinale de Jebel Bou Hamid et menant aux gorges de Foug Zidet (Mehdi *et al.*, 2003). Ces monticules carbonatés sont régulièrement espacés (dizaines de mètres) et restreints à un intervalle de 10 à 30 mètres d'épaisseur.

4.2.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire

La coupe stratigraphique de la localité Foug Zidet est située à la limite sud du bloc de Rich et expose une série d'âge Sinémurien à Pliensbachien (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). À la base de la série, la Formation d'Idikel est une série de cycles péritidaux (Figure 4-2B; dolomies, pseudomorphes de gypse et calcaires puis calcaires dolomités à fenestreae) et peut mesurer jusqu'à 300 mètres d'épaisseur (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Puis, la Formation de Foug Zidet lui succède et elle se divise en trois membres. Le membre inférieur correspond à une série de 70-80 mètres d'épaisseur de calcaires argileux bien lités. C'est une alternance de calcaires biodétritiques, de lumachelles à brachiopodes et de calcaires fins à spongiaires, parfois riches en nodules siliceux (Mehdi *et al.*, 2003). Au sein du membre inférieur, on distingue parfois des couches riches en brachiopodes interprétées comme des biostromes à brachiopodes en raison de l'abondance des coquilles en position de vie (Mehdi *et al.*, 2003; Tomašových *et al.*, 2006; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Le membre médian expose une série de 40 mètres d'épaisseur de calcaires marneux en petits bancs bien lités. C'est une succession de calcaires fins, plus ou moins noduleux, souvent bioturbés avec quelques rares

intercalations de calcaires bioclastiques à brachiopodes, bivalves, spicules d'éponges et bryozoaires (Mehdi *et al.*, 2003). Enfin, le membre supérieur correspond à une série de 110 mètres d'épaisseur de calcaires à monticules de spongiaires (Du Dresnay, 1988; Mehdi *et al.*, 2003). Ces morphologies monticulaires d'échelle métrique à décamétrique sont interdigitées avec des bancs de calcaire marneux bien lités (Figure 4-2C). La variabilité des dépôts carbonatés associés à la Formation de Foum Zidet, allant de dépôts carbonatés de milieu marin subtidal peu profond à subphotique profond, reflète les variations paléocéanographiques (courants, apports sédimentaires, cycles nutritifs) enregistrées dans le bassin du Haut-Atlas Central lorsque ce dernier connaît des conditions marines eutrophiques (Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008).

4.2.3 Géométrie et architecture de dépôt

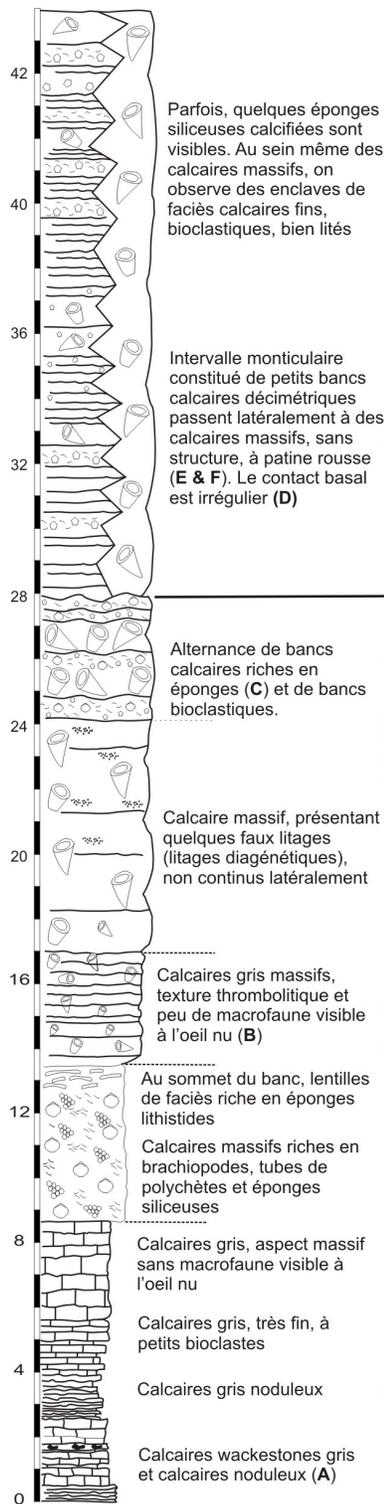
Les dépôts sédimentaires du Sinémurien affleurent de manière subverticale sur les flancs du Jebel Bou Hamid. A la localité Foum Zidet, plusieurs structures monticulaires, régulièrement espacées les unes des autres, s'observent de part et d'autre de l'oued Akka n'Zidet. Les plus grands monticules sont regroupés dans un intervalle bien marqué, d'épaisseur moyenne de 30 mètres (Figure 4-2C ; Planche 11E) mais l'ensemble des strates comportant les monticules à spongiaires mesure jusqu'à 110 mètres d'épaisseur (Mehdi *et al.*, 2003). Le cœur des monticules peut mesurer jusqu'à 20 mètres d'épaisseur et se caractérise par un aspect massif, une patine rousse et l'absence de structures ou figures sédimentaires visibles à l'œil nu (Planche 11D). Parfois, le cœur apparaît bien lité (Planche 11F). Cependant la continuité latérale de ces litages n'est pas observée. L'étude détaillée de plusieurs monticules a révélé que l'intervalle monticulaire n'est pas le résultat de l'épaississement d'un banc en particulier (Planche 12A-B). L'extension latérale de ces faciès massifs est d'échelle métrique, ils passent latéralement à des calcaires fins et stratiformes (Planche 11F).

4.2.4 Pétrographie

4.2.4.1 Macrofaciès

Les sédiments pré-monticules se composent d'une alternance de petits bancs calcaires gris et de bancs calcaires noduleux, d'épaisseur moyenne de 10-20 cm (Planche

11A, planche 12A-C). Cet intervalle pré-monticule correspond au membre médian de la Formation de Foug Zidet, tel que défini par Mehdi *et al.* (2003), et expose aussi de petites structures lenticulaires, d'un à deux mètres d'épaisseur, riches en brachiopodes (Tomašových *et al.*, 2006; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Le cœur des monticules correspond à un assemblage tridimensionnel de quatre macrofaciès différents (Planche 12A-B). Le faciès FZ1 correspond à un calcaire gris fin, wackestone/packstone bien lité, formant des bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur (Planche 12C). Ce faciès se caractérise par la présence de fragments de crinoïdes, de coquilles de brachiopodes et de bivalves, ainsi que par l'abondance des petites éponges démosponges lithistides. Le faciès FZ1 varie latéralement et passe à un calcaire wackestone/mudstone gris bien lité. Il forme alors des bancs calcaires plus minces (10 cm d'épaisseur en moyenne) et se distingue par la faible abondance de bioclastes visibles à l'œil nu. Le faciès FZ2 est un packstone bioclastique (crinoïdes, bivalves et brachiopodes) formant des bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur (Planche 12D). Les fragments de crinoïdes sont très abondants. Le faciès FZ3 correspond à des calcaires massifs à grains fins, au sein desquels il est souvent difficile d'identifier le contenu faunistique à l'œil nu (Planche 12E). Une fabrique thrombolitique est parfois visible, associée à des éponges massives ou en forme de boules. Le faciès FZ4 forme de petits bancs de calcaires noduleux bioclastiques gris (Planche 12F). Ces bancs sont riches en éponges siliceuses calcifiées (morphologie en cornets ou en urnes) et sont séparés les uns des autres par des joints argileux.



- | | | | |
|--|--------------------|--|--------------------------------|
| | calcaires | | éponges siliceuses calcifiées |
| | calcaires argileux | | reliques de spicules d'éponges |
| | marnes | | petites éponges lithistides |
| | bioturbation | | bryzoaires |
| | contact érosif | | brachiopodes |
| | Fz02 ● échantillon | | coquilles de mollusques |
| | péloïdes | | débris de crinoïdes |
| | lithoclastes | | |

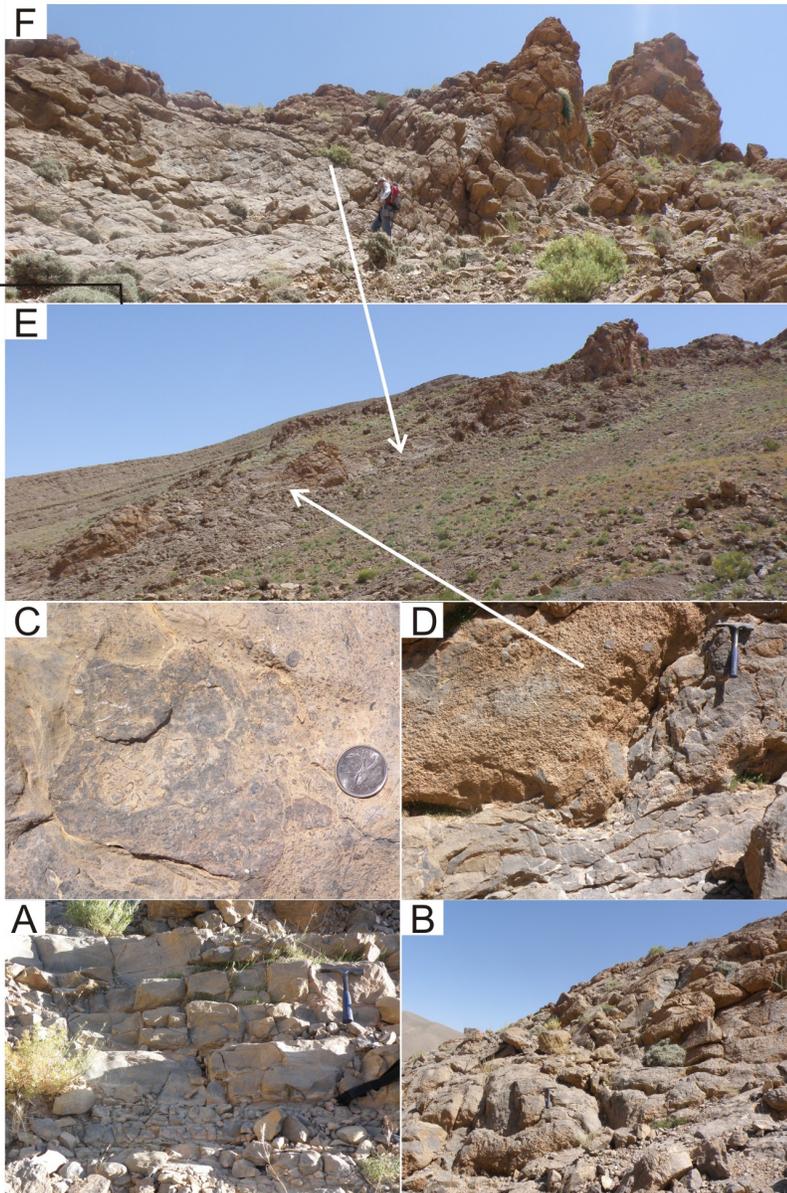


Planche 11 : Localité Foug Zidet - affleurement et macrofaciès I

(A-C) Coupe stratigraphique détaillée d'une partie du membre supérieur de la Formation de Foug Zidet. Faciès de l'intervalle pré-monticules. **(A)** Alternance de petits bancs calcaires gris et de calcaires noduleux décimétriques. **(B)** Bancs calcaires gris massifs, sans continuité latérale. **(C)** Ces calcaires gris massifs montrent parfois une texture thrombolitique.

(D) Détails du contact basal. La base des monticules est irrégulière mais conforme aux bancs calcaires sous-jacents ce qui suggère l'existence d'un paléo relief sur le fond marin.

(E) Vue d'ensemble de l'intervalle monticulaire. Les monticules sont régulièrement espacés et leur épaisseur apparente semble augmenter vers l'Est.

(F) Les faciès inter-monticules se caractérisent par des petits bancs calcaires gris décimétriques, bien continus latéralement à l'échelle métrique.

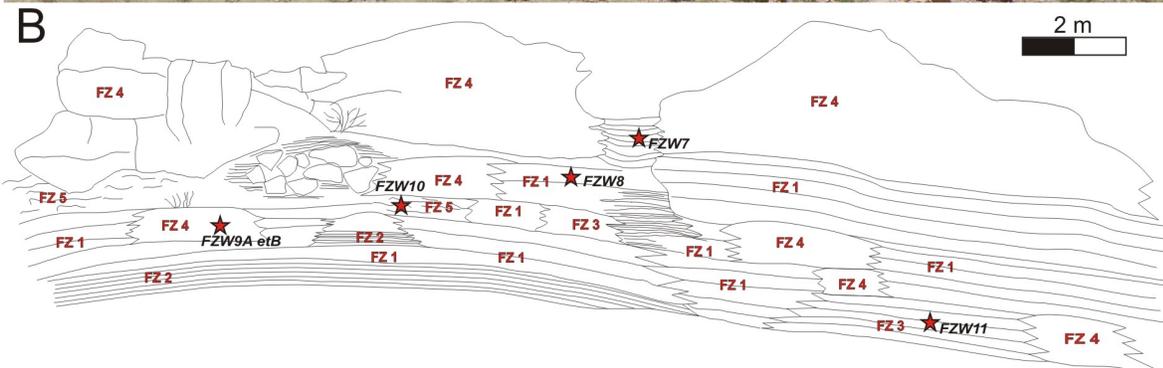


Planche 12 : Localité Foug Zidet- affleurement et macrofaciès II

(A) Monticules carbonatés d'âge Sinémurien supérieur, du Haut-Atlas Central affleurant sur les flancs du Jebel Bou Hamid, à l'ouest de l'oued Akka n'Zidet.

(B) Représentation schématique d'un monticule carbonaté avec la répartition spatiale des macrofaciès et la position des échantillons. A l'échelle de l'affleurement, quatre macrofaciès ont été définis (libellés de FZ1 à FZ4). Dans la plupart des cas, le passage latéral de faciès se fait graduellement. Parfois, les faciès sont interdigités.

(C) Contact entre le faciès FZ1 (à droite) et le faciès FZ3. Le faciès FZ1 est un calcaire gris, fin, bien lité. Il forme des petits bancs de 15 cm d'épaisseur en moyenne. Le faciès FZ1 varie latéralement et passe à des bancs calcaires mudstones peu fossilifères.

(D) Le faciès FZ2 est un packstone bioclastique riche en fragments de crinoïdes et coquilles de bivalves et de brachiopodes.

(E) Le faciès FZ3 est un calcaire massif sans structure sédimentaire et/ou contenu fossile visible à l'échelle macroscopique.

(F) Contact entre les faciès FZ1, FZ 3 et FZ 4. Le faciès FZ4 est un calcaire bioclastique formant de petits bancs noduleux décimétriques, riches en éponges siliceuses calcifiées.

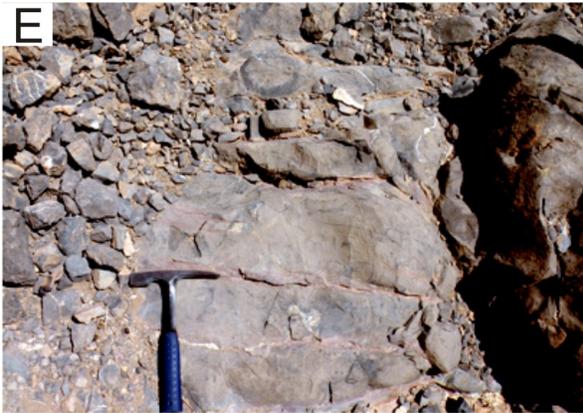
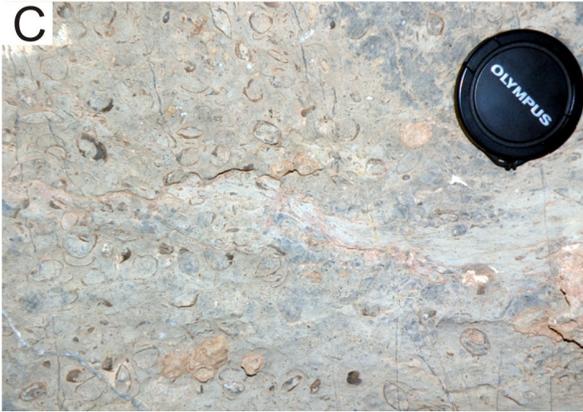


Planche 13 : Localité Foug Zidet - affleurement et macrofaciès III

(A) Faciès pré-monticules observés à l'Ouest de l'oued Akka n'Zidet. Ces faciès appartiennent au membre médian de la Formation de Foug Zidet tel que défini par Mehdi *et al.* (2003).

(B) Ces faciès pré-monticules correspondent à de petits bancs calcaires gris (mesurant de 10 à 20 cm d'épaisseur) à grains très fin, de texture wackestone en alternance avec des interbancs de calcaires argileux et d'argiles. Localement, les cherts peuvent être très abondants, souvent alignés et parallèles à la stratification.

(C) Détails des faciès pré-monticulaires qui correspondent à des calcaires fins, à texture wackestone riches en brachiopodes et en coquilles de petits bivalves. Les coquilles de brachiopodes sont très abondantes, parfois entières parfois désarticulées, et ne montrent pas d'orientation préférentielle du pédoncule ce qui semble indiquer qu'elles ne se trouvent pas en position de vie.

(D) Les faciès inter-monticules correspondent à des bancs massifs, à patine rousse, continus latéralement sur plusieurs mètres.

(E) Ces faciès correspondent à des bancs (d'épaisseur moyenne 20 cm) de calcaires fins, wackestones, riches en éponges siliceuses calcifiées et en coquilles de petits bivalves et de brachiopodes rynchonelles et térébratules (Tomašových *et al.*, 2006).

(F) Au sein des faciès inter-monticulaires les éponges siliceuses calcifiées sont bien visibles et faciles à extraire des bancs. Elles sont de taille et de morphologie variable, comme ici un spécimen décimétrique en forme d'urne.

Les faciès inter-monticulaires (Planche 13D-E) sont formés de calcaires fins, de texture wackestone, riches en coquilles de brachiopodes dont les térébratules, les rhynchonelles et les spirifères (Tomašových *et al.*, 2006), d'éponges siliceuses calcifiées et de petites coquilles de bivalves indéterminés. Les éponges sont de taille variable (jusqu'à 30 cm de diamètre) et le plus souvent en forme d'urnes ou de cornets (Planche 13F). Ces faciès inter-monticulaires s'organisent en bancs d'épaisseur comprise entre 10 et 40 cm. La continuité latérale de ces bancs est restreinte (3 à 5 mètres maximum) et n'est pas toujours vérifiable (Planche 13D).

4.2.4.2 Microfaciès et interprétations

Les observations pétrographiques des faciès associés aux monticules ainsi que leurs interprétations réalisées sur un total de 12 lames minces sont synthétisées ci-dessous.

Le faciès FZ1 est un wackestone, à grains fins à moyens, bioclastique, assez bien trié riche en fragments d'échinodermes (ossicules de crinoïdes, plaques et piquants d'échinides). Le diamètre des bioclastes dépasse rarement 3 mm de diamètre et ce faciès est très souvent fortement bioturbé (Planche 14A). Les autres bioclastes dominants sont les spicules d'éponges siliceuses recristallisées (hexactines) isolées dans la matrice sédimentaire (Planche 14B, E). On note également la présence de fragments de coquilles de bivalves et de brachiopodes ainsi que des fragments de mollusque d'origine indéterminée (Planche 14B) et de quelques rares fragments de bryozoaires (Planche 14C). La matrice est une micrite hétérogène à microbioclastes parfois présente en remplissage de la porosité moldique (*e.g.* coquilles de brachiopodes). Localement, des cristaux de pyrite framboïdale sont observés en remplacement de la matrice sédimentaire (Planche 14C). Le faciès FZ1 varie latéralement pour passer à un wackestone bioclastique fin, mal trié, (Planche 14E) et qui montre parfois des laminations (Planche 14F).

Le faciès FZ2 est un packstone bioclastique à grains moyens à fins, à triage moyen à mauvais, riche en coquilles de bivalves et en oncoïdes (Planche 15A, D). Les autres éléments squelettiques présents sont les coquilles de brachiopodes, les fragments de mollusques originellement aragonitiques (dont les gastéropodes) et les fragments

d'échinodermes (Planche 15A, B) ainsi que les spicules d'éponges siliceuses remplacés par des microsparites (Planche 15A). Le faciès FZ2 se caractérise par l'abondance de bioclastes entourés d'une enveloppe de micrite qui peut être constructrice ou destructrice (Planche 15B, E). Dans certains cas, les bioclastes semblent avoir subi des microperforations avant la micritisation (e.g. Planche 15B). Disséminés dans la matrice, on observe aussi quelques rares foraminifères à loges multiples à test hyalin unisériel (groupe des *Rotaliina*) ainsi que des foraminifères à test granulaire agglutiné bisériel (Planche 15C). Le nucleus des oncoïdes est le plus souvent un fragment d'échinoderme (Planche 15D) ou de mollusque (Planche 15A). Le cortex des oncoïdes est formé de plusieurs enveloppes concentriques de couleur brun rougeâtre riches en fer. La bordure externe des oncoïdes est souvent irrégulière attestant de leur remaniement. La matrice est une micrite hétérogène microbioclastique, localement bioturbée (Planche 15A).

Le faciès FZ3 est un mudstone/wackstone microbioclastique, bien trié, riche en fragments d'échinodermes (Planche 16A-C). Ce faciès peut être localement bioturbé à fortement bioturbé (Planche 16A). Outre les fragments d'échinoderme, on note la présence de fragments d'éponges, de spicules d'éponges siliceuses calcifiées, de rares fragments de coquilles de mollusques, de brachiopodes et d'ostracodes (Planche 16C-D). La matrice sédimentaire est une micrite hétérogène microbioclastique (Planche 16B).

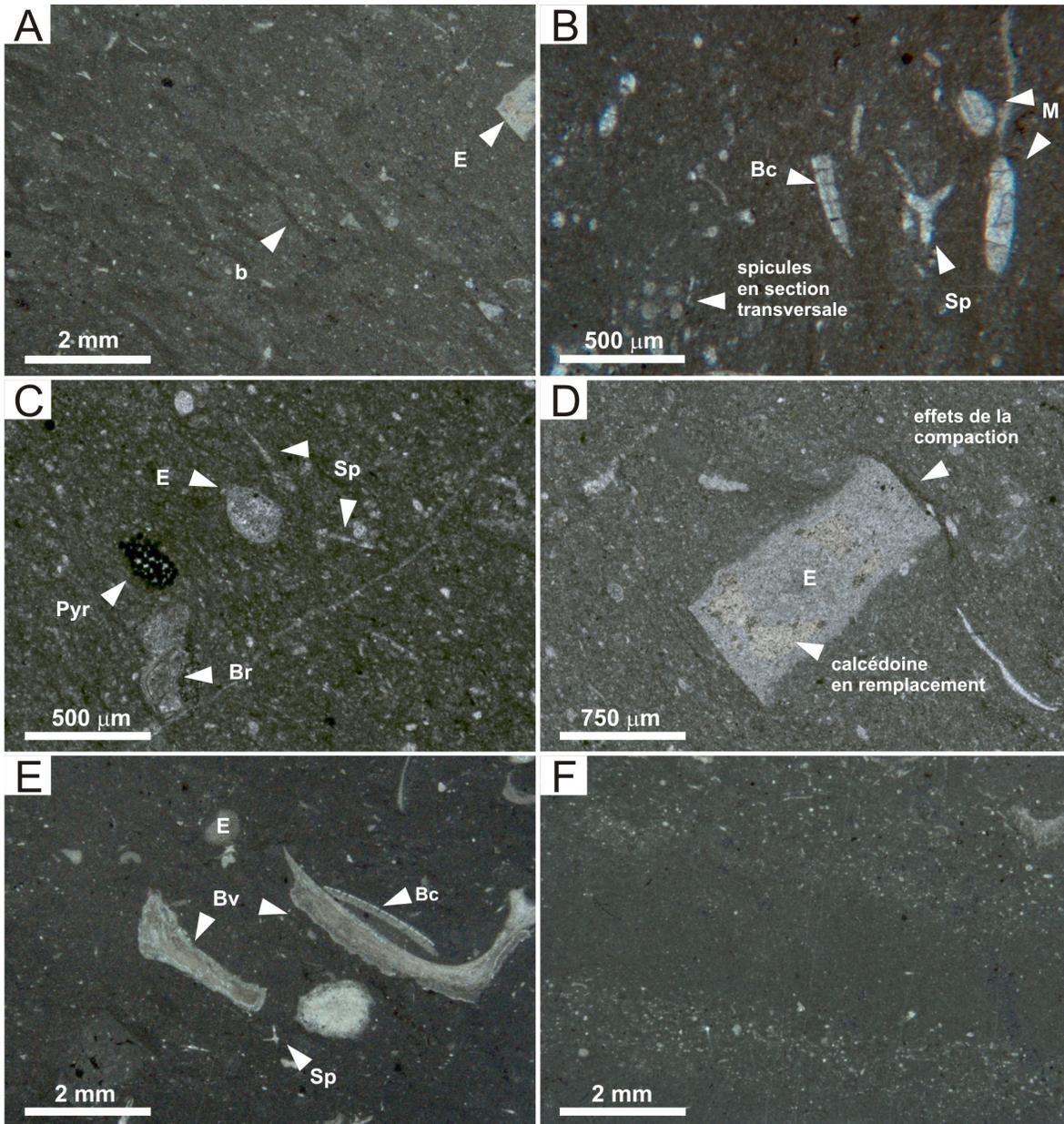


Planche 14 : Localité Foum Zidet- microfaciès et biofaciès I

(A) Le faciès FZ1 est un wackestone bioclastique, assez bien trié, riche en fragments d'échinodermes (E) qui apparaît très souvent fortement remanié par l'activité d'organismes endobenthiques.

(B-C) Le faciès FZ1 comporte également des spicules d'éponges (Sp) siliceuses recristallisées (hexactines) isolées dans la matrice sédimentaire, des fragments de coquilles de brachiopodes (Bc) ainsi que des fragments de mollusque (M) d'origine indéterminée et de quelques rares fragments de bryozoaires (Br). **(C)** Localement, la matrice sédimentaire est remplacée par des cristaux de pyrite framboïdale (Pyr).

(D) Les fragments d'échinodermes sont souvent remplacés par de la calcédoine. Les effets de la compaction sont visibles au sein de la matrice sédimentaire par la déformation des petits lits argileux.

(E) Le faciès FZ1 varie latéralement et passe à un wackestone bioclastique fin, mal trié. La nature des constituants squelettiques est inchangée (*e.g.* spicules d'éponges siliceuses recristallisés, fragments de bivalves et brachiopodes).

(F) Cette variation latérale de faciès est parfois associée à des laminations formées par l'alignement préférentiel des microbioclastes en fonction de leur taille.

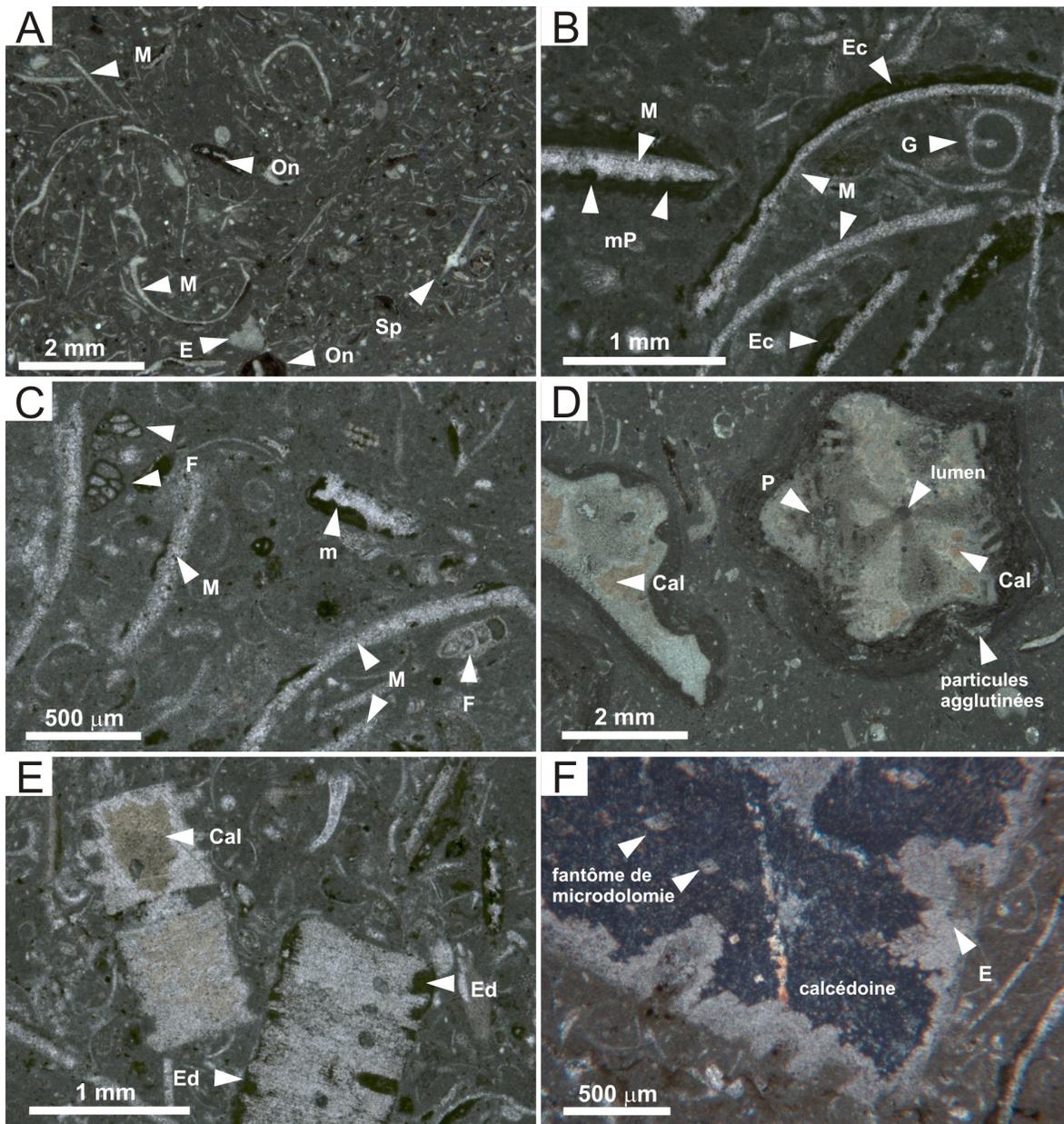


Planche 15 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès II

(A) Le faciès FZ2 un packstone bioclastique à grains moyens à fins, à triage moyen à mauvais, riche en fragments de mollusques et en oncoïdes. Le faciès FZ2 comporte également des spicules d'éponges siliceuses recristallisées, des fragments d'échinodermes.

(B) Les fragments de mollusques originellement aragonitiques (*e.g.* gastéropode) ont été dissous et remplacés par de la calcite en mosaïque. Ici, certains fragments de mollusque semblent avoir subi des microperforations (mP) avant d'être entourés d'une enveloppe de micrite constructrice (Ec).

(C) Disséminés dans la matrice, on observe aussi quelques rares foraminifères (F) à loges multiples à test hyalin unisériel du groupe des Rotalina (coin inférieur droit, *Lenticulina* sp.?) ainsi que des foraminifères à test microcristallin bisériés (coin supérieur gauche) du groupe des Miliolina?

(D) Exemples d'oncoïdes dont le *nucleus* est un fragment d'échinoderme (symétrie pentamérique et lumen central) dont le squelette de calcite est partiellement remplacé par de la calcédoine (Cal) et localement affecté de petites perforations (P). Le *nucleus* est entouré de plusieurs laminations concentriques de nature microcristalline. Localement, les laminations ont incorporé de petites particules (microbioclastes).

(E) Coupes transversales de plaques dermales désarticulées partiellement remplacées par de la calcédoine (Cal). Ces fragments de crinoïdes ont été bioérodés (noter les petites perforations orientées perpendiculairement au bord externe) et micritisés (noter l'enveloppe de micrite apparaissant à la fois constructrice et destructrice).

(F) Très précocement, les fragments squelettiques d'échinodermes ont subi l'exsolution de la calcite fortement magnésienne. Lors de ce phénomène d'exsolution, le magnésium ainsi libéré est disponible pour la formation de microdolomie authigène. On peut encore observer les fantômes de ces microdolomies s parfois presque totalement remplacée par la calcédoine (microphotographie en lumière polarisée et analysée).

Les faciès FZ1 et FZ3 témoignent d'un environnement de dépôt calme, seulement sporadiquement sous l'influence d'un transport mécanique par des courants (Planche 14F). L'assemblage fossile (échinodermes, bryozoaires et éponges siliceuses) ainsi que l'absence d'organismes photoautotrophes sont cohérents avec un environnement profond, subphotique. Le degré important de remaniement du sédiment par bioturbation suggère une vie endobenthique importante (e.g. Planche 14A; 16A). Néanmoins la présence de pyrite framboïdale (e.g. Planche 14C) indique des conditions anaérobiques associées à la dégradation de la matière organique *via* la réduction des sulfates (Schumann-Kindel *et al.*, 1997) lors de la diagénèse précoce.

Le faciès FZ2 quant à lui se distingue par le mélange d'éléments autochtones/parautochtones (échinodermes, bryozoaires et éponges siliceuses) typiques d'un environnement profond subphotique avec des éléments allochtones remaniés (oncoïdes, mollusques, brachiopodes, foraminifères) (Planche 15A-D) témoignant d'un environnement de dépôt peu profond. Un tel amalgame est caractéristique d'un horizon condensé associé à une phase transgressive. Cela est cohérent avec les horizons condensés trouvés sous forme de hardgrounds riches en fer à la base de la Formation de Foum Zidet (Wilmsen et Neuweiler, 2008) accompagnant la transgression du Sinémurien tardif.

Le faciès FZ4 est un boundstone à éponges siliceuses calcifiées, Desmospongeae (e.g. Planche 17A) et Hexactinellida (Planche 17A-G), qui peuvent représenter jusqu'à 70 % du sédiment (e.g. Planche 17A). De nombreux vers polychètes et bryozoaires encroûtants sont observés en surcroissance sur ces éponges ce qui confirme l'aspect bioconstruit de ce faciès. En outre, la matrice sédimentaire du faciès FZ4 est riche en fragments de coquilles de mollusques, en fragments de bryozoaires et en fragments d'échinodermes (Planche 17B-C).

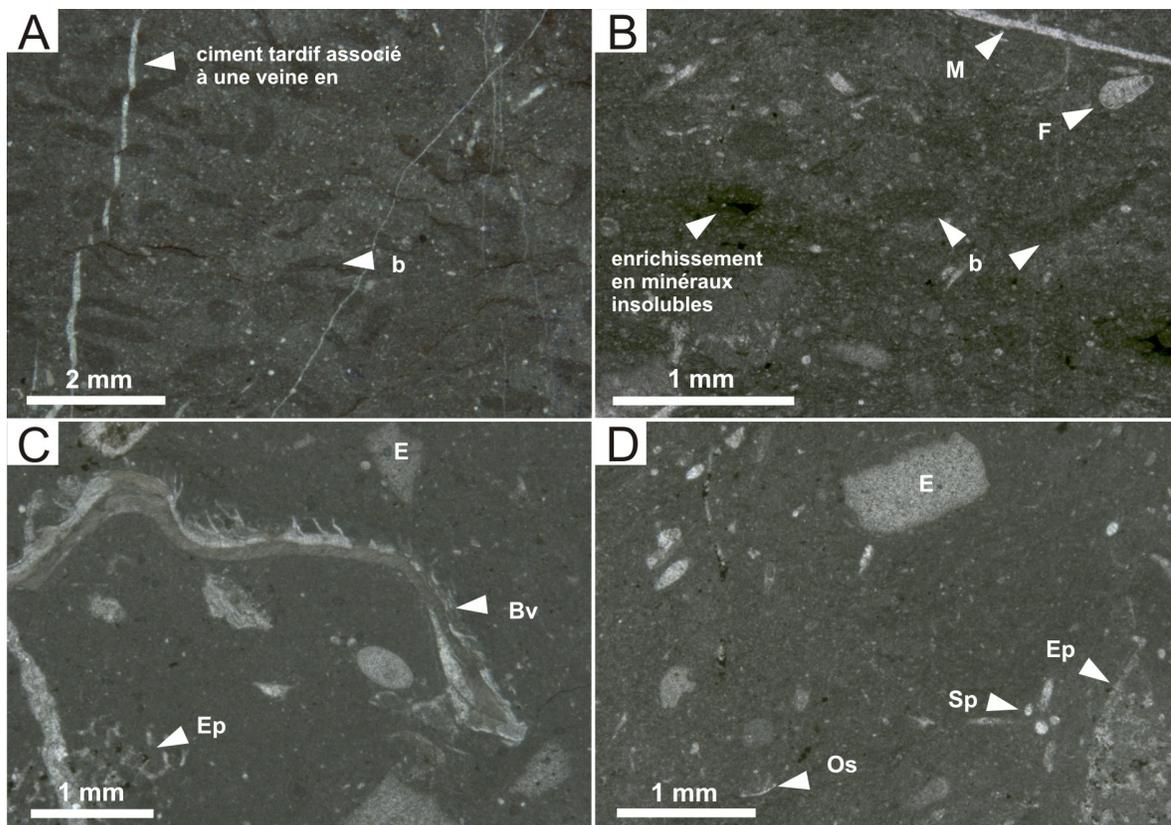


Planche 16 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès III

(A) Le faciès FZ3 est un mudstone/wackestone bioclastique qui apparaît fortement bioturbé (b).

(B) La matrice est une micrite microbioclastique montrant un enrichissement local en minéraux argileux insolubles. Quelques rares foraminifères (F) unisériés à test hyalin sont disséminés dans la matrice.

(C) Le faciès FZ3 est riche en fragments d'échinodermes (E) souvent remplacés par de la calcédoine. Il comporte également des fragments de coquilles de bivalves (Bv) et d'éponges (Ep) siliceuses calcifiées ainsi que

(D) des spicules opalins (Sp) recristallisés et des petits fragments de coquilles d'ostracodes (Os).

On distingue au moins trois générations de micrite qui dessinent une fabrique polymicritique (Planche 17B, E). La phase M1 (automicrite) est une phase microcristalline sombre, à distribution labyrinthique, aux bordures nettes (Planche 17B) et très souvent étroitement associée aux reliques de squelette spiculaire recristallisé (e.g Planche 17A, C). Les phases M2, M3 (allicrites) correspondent à des générations de sédiment fin infiltré aux relations géopétales observées en remplissage de bioperforations (Planche 17E). Les éponges siliceuses sont souvent colonisées par des organismes épilithiques tels que les vers polychètes de type *Radiomura* sp. (Planche 17A, B) et *Terebella* sp. (Planche 17G) ainsi que les bryozoaires (Planche 17A, D) aussi bien aux bordures externes (Planche 17A, D) qu'au sein des cavités internes (Planche 17C). Elles sont aussi affectées par l'action bioperforante des bivalves lithophages *Lithophaga* sp. (Planche 17E) et possiblement par des éponges excavatrices (Planche 17F) de type *Aka* (Bromley et Schönberg, 2008). Cela implique une induration précoce des tissus mous de l'éponge *via* calcification du tissu conjonctif (Neuweiler *et al.*, 2007) afin d'offrir un substrat dur pour la faune d'encroûtants et de bioérodeurs bioforeurs.

Le faciès FZ4 est dominé par les éponges siliceuses calcifiées (Planche 17A-G) qui représentent plus de 70 % des éléments autochtones. Les vers polychètes et les bryozoaires sont trouvés en association étroite avec les éponges, colonisant à la fois les surfaces externes (Planche 17A) et les cavités internes (Planche 17C, E). La présence de ces organismes épilithiques atteste de la lithification précoce des spongiaires. On n'observe aucune différence entre la faune cryptique et faune endobenthique ce qui implique l'absence d'un gradient de luminosité ou de niveau d'oxygénation. Même si les éponges siliceuses et/ou les spicules d'éponges siliceuses sont ubiquistes, c'est seulement dans le cas du faciès FZ4 que les conditions ont été favorables à la calcification extensive des tissus mous des éponges siliceuses permettant la préservation de leur architecture interne (e.g. canaux transversaux, Planche 17C).

4.2.4.3 Phénomènes de diagénèse

Les coquilles de mollusques originellement aragonitiques ont été remplacées (inversion) par des cristaux de sparite (e.g. Planche 15B, C) et les spicules opalins

d'éponges siliceuses ont été remplacés par des microsparites en mosaïque (*e.g.* Planche 14B; 15A). Les cavités moldiques de mollusques (gastéropodes) sont remplies de sédiment infiltré (Planche 15B). Au sein du faciès FZ4, les bivalves lithophages ont creusé des cavités circulaires qui ont été ensuite remplies par un ciment marin de calcite riche en impuretés et/ou par une ou plusieurs générations de sédiment infiltré (Planche 17E). Lors de la diagénèse peu profonde, les fragments d'échinodermes ont subi le phénomène d'exsolution c'est-à-dire que la calcite à haut magnésium (instable) constituant leur squelette est remplacée par de la calcite à bas magnésium. Lors de ce remplacement, le magnésium libéré localement conduit à la formation de microdolomies dont les fantômes restent reconnaissables (Planche 15F). Plus tardivement, les fragments d'échinodermes sont, pour leur majorité, affectés par une silicification partielle (Planche 14D; 15D-F). Après exsolution, la calcite à bas magnésium est partiellement remplacée par de la calcédoine (*e.g.* Planche 15F). La source de la silice est vraisemblablement locale et proviendrait de la dissolution des spicules opalins des éponges siliceuses omniprésentes dans les faciès pré-monticulaires (Planche 11C), monticulaires (*e.g.* Planche 12D; 17A-D) et péri-monticulaires (Planche 13F). La dissolution des spicules d'éponges siliceuses et la migration de la silice dans les faciès environnants sont des phénomènes bien documentés dans la littérature (Bourque et Gignac, 1983; Floquet *et al.*, sous presse). Les cristaux de pyrite framboïdale sont présents en remplacement dans la matrice sédimentaire (Planche 14C). La distribution inhomogène de ces cristaux de pyrite framboïdale reflète les variations de teneur en matière organique au sein de la matrice sédimentaire au moment du dépôt. La pyrite est communément observée dans les faciès carbonatés modernes et anciens riches en spongiaires (Reitner, 1993; Schumann-Kindel *et al.*, 1997). Elle est formée par l'activité métabolique de bactéries anaérobies réductrices de sulfates lors de la dégradation de la matière organique en milieu suboxique à anoxique. Enfin, même si les phases de diagénèse tardive ne font pas l'objet de ce travail, on peut néanmoins mentionner les effets de la compaction qui sont illustrés par la déformation locale de petits lits argileux (Planche 14D). Il existe également plusieurs phases de fracturation tardives associées à des ciments de sparite (Planche 16A) ainsi qu'une phase de stylolites parallèles à la stratification soulignés par un enrichissement local en minéraux insolubles (Planche 17D).

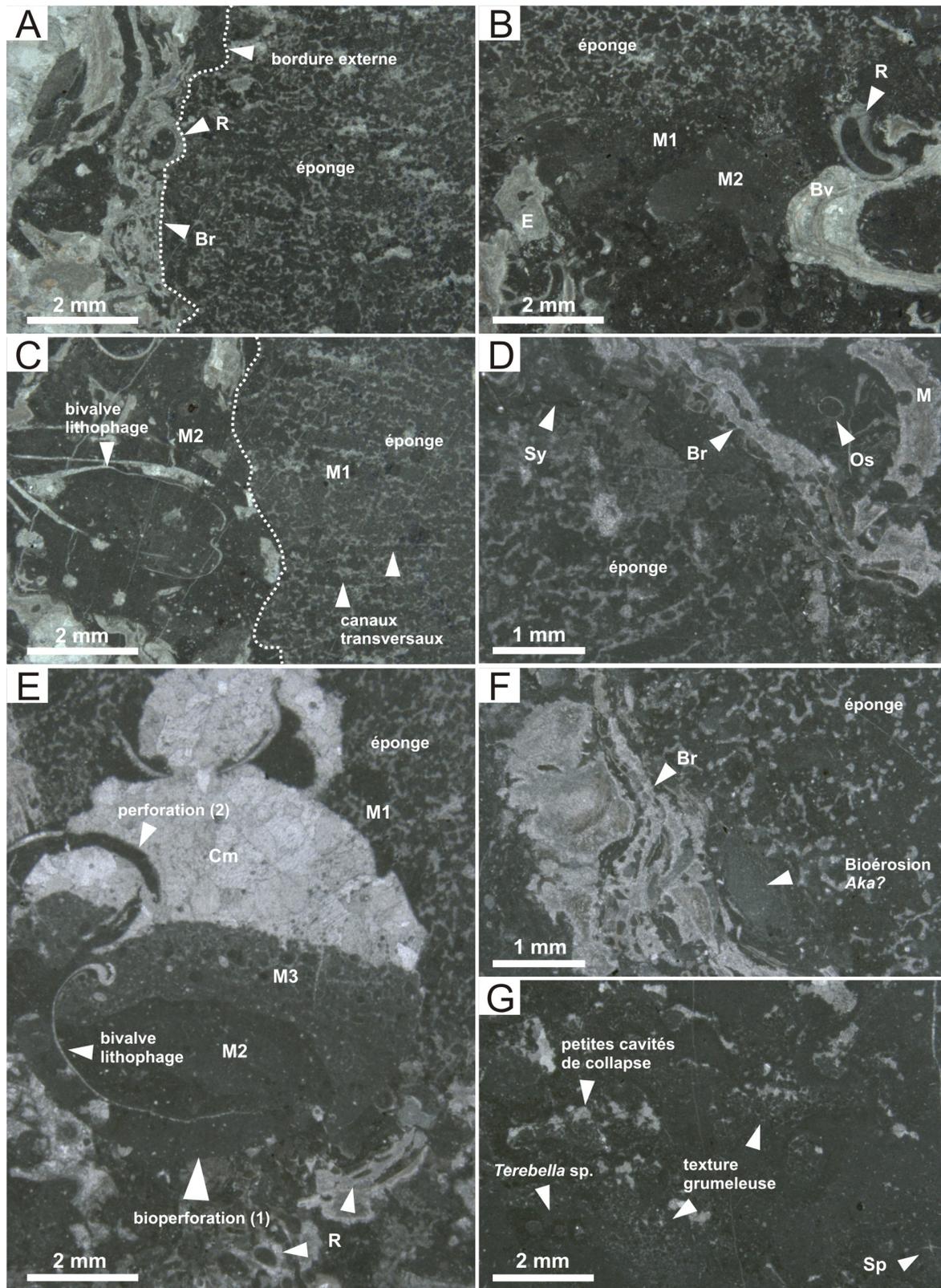


Planche 17 : Localité Foug Zidet- microfaciès et biofaciès IV

(A) Le faciès FZ4 est boundstone à éponges siliceuses calcifiées qui peuvent représenter jusqu'à 70 % du sédiment. Les bordures externes des éponges sont colonisées par des bryozoaires encroûtants ainsi que par des vers polychètes de type *Radiomura* sp. (tubes à section transversale pseudo circulaire aux murs à microstructure radiaire).

(B) La matrice associée au faciès FZ4 présente une fabrique polymicritique. La phase M1 (automicrite) est une phase microcristalline sombre, à distribution labyrinthique, aux bordures nettes alors que la phase M2 (allomicrite) correspondent une génération subséquente de sédiment fin infiltré.

(C) Bivalve lithophage associé à l'association Éponges siliceuses-Bryozoaires encroûtants-Vers serpulides. Noter la préservation, comme un moulage, du système de canaux transversaux, perpendiculairement au mur de l'éponge.

(D) Détails de la surface externe de l'éponge colonisée par des bryozoaires encroûtants (zoécies aux murs à microstructure foliée caractéristique). La matrice sédimentaire (M2) comporte des fragments de mollusques (M) et de petites coquilles d'ostracodes (Os). Un stylolite (Sy) souligné par un enrichissement préférentiel en minéraux insolubles est présent à la marge de l'éponge.

(E) Exemple de l'action d'un bivalve lithophage qui a creusé une perforation circulaire aux bordures très nettes au sein d'une éponge siliceuse calcifiée. L'une des valves a été préservée *in situ*. La cavité ainsi formée a d'abord été remplie par deux générations de sédiment fin infiltré (M2 et M3) aux relations géopétales puis l'espace laissé libre a été cimenté par un ciment de calcite riche en impuretés. La présence d'une deuxième perforation linéaire recoupant le ciment marin implique que la perforation, l'infiltration et la cimentation ont été très précoces alors que le système était encore ouvert. L'action du bivalve lithophage et la surcroissance des bryozoaires et des serpules de type *Radiomura* sont possibles seulement si une induration précoce des tissus mous de l'éponge a eu lieu ce qui a permis d'offrir un substrat dur pour cette faune épilithique et endolithique.

(F) L'association éponge calcifiée-bryzoaire constitue une trame récifale sujette à la bioérosion, comme ici possiblement l'éponge excavatrice *Aka*?

(G) Éponge de type *hexactinosa* dont le squelette spiculaire est très mal préservé. Les tissus mous de l'éponge sont remplacés par une texture grumeleuse mais quelques rares spicules calcifiés sont encore observables (Sp). Localement, l'effondrement des tissus mous en cours de dégradation a permis l'ouverture de petits espaces internes siège d'une cimentation marine. Des vers polychètes de type *Terebella* (e.g. coin supérieur droit, tubes pseudo-circulaire aux murs microcristallins) sont observés en intercroissance.

4.2.4.4 Données géochimiques

Isotopes stables

Les résultats d'analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène réalisées sur un total de 39 échantillons de phases carbonatées sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 7) et résumés ci-dessous (Tableau 4).

	Phase échantillonnée							
	Matrice (Automicrite, M1)		Matrice (Allomicrite, M2/M3)		Ciment marin (Cm)		Ciment tardif (Ct)	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
N	6		13		6		12	
Min	0.63	-5.75	0.6	-5.46	1.03	-5.68	-1.11	-12.22
Max	1.8	-4.54	2.06	-4.34	2.37	-4.34	1.58	-4.75
Moy	1.22	-5.11	1.28	-4.90	1.53	-5.07	1.03	-6.56

Tableau 4 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Foug Zidet (Formation de Foug Zidet, Jurassique inférieur). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique.

Les données des isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurées sur les matrices M1, M2/M3 ainsi que sur les ciments marins (Cm), couvrent une large gamme de valeurs pour le $\delta^{18}\text{O}$ mais une étroite gamme de valeurs pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Tableau 4). En se basant sur les travaux de Veizer *et al.* (1999) qui rassemblent plus de 2000 nouvelles mesures d'isotopes stables (majoritairement mesurées sur des coquilles de brachiopodes) ainsi que la compilation de données de la littérature, il a été possible de tracer un champ des valeurs isotopiques des calcites marines liasiques. Comme proposé par Wilmsen et Neuweiler (2008), ce champ a été déterminé par lecture graphique en utilisant l'intervalle de 68 ‰ de Veizer *et al.* (1999). Pour la localité Foug Zidet, aucune des phases minérales échantillonnées ne présente une signature isotopique correspondant à une signature marine (Figure 4-3).

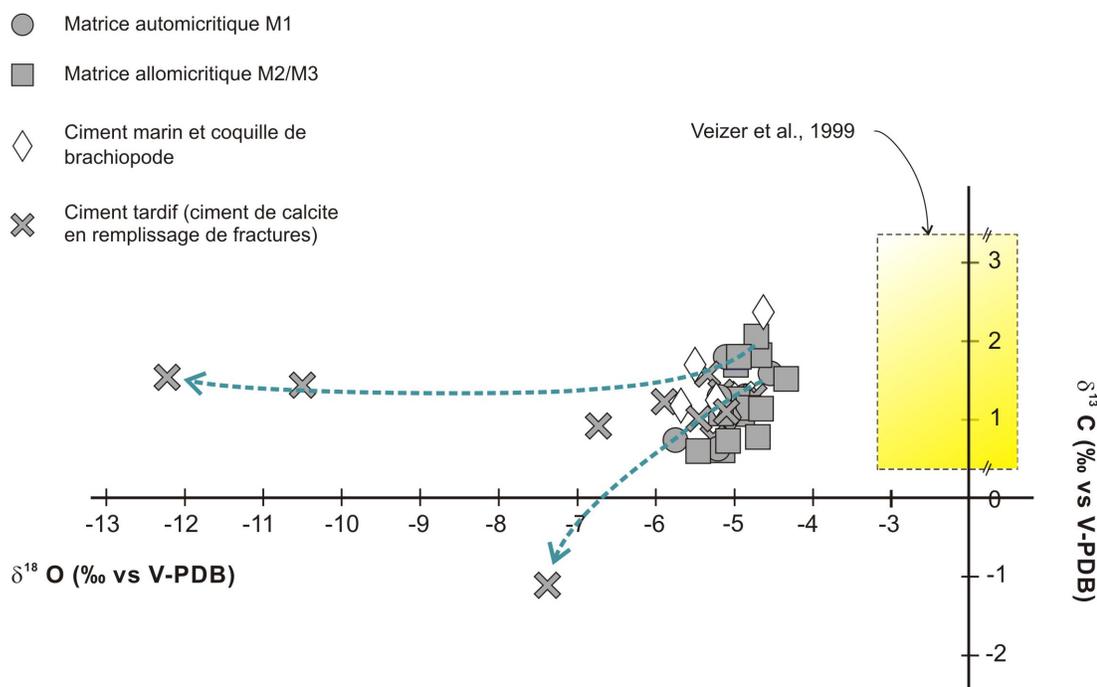


Figure 4-3 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Fom Zidet (Formation de Fom Zidet, Jurassique inférieur). La boîte (en pointillés) correspond à 68 % des valeurs de calcites marines des eaux du jurassique inférieur compilées par Veizer *et al.* (1999)

En détail, 89 % des points mesurés pour cette localité, toutes phases minérales confondues, dessinent un champ assez restreint de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, allant de -4.2‰ à -6‰ , c'est-à-dire décalé d'environ -2‰ par rapport au champ des valeurs marines enregistrées pour le Lias. Pour les données publiées par Wilmsen et Neuweiler (2008) pour les monticules à spongiaires de la Formation de Fom Zidet (*cf.* leur figure 14), environ la moitié de leurs mesures d'isotopes stables se trouvent également hors du champ des valeurs marines. Leurs données sont comprises entre -3‰ et -6‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ ce qui concorde donc avec les valeurs mesurées dans le cadre de ce travail.

Le décalage vers des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives est la signature d'une diagénèse d'enfouissement peu profond se produisant au sein d'un système diagénétique fermé qui a été enregistrée par toutes les phases minérales en présence (automicrites, allomicritiques et ciments marins). Cette réinitialisation du signal isotopique a eu lieu avant la formation des ciments tardifs en remplissage des fractures qui, quant à eux, enregistrent des valeurs de

$\delta^{18}\text{O}$ bien plus négatives allant jusqu'à -12‰. Les tendances (symbolisées par les flèches pointillées en bleu) observées depuis les ciments marins riches en impuretés et les coquilles de brachiopode, jusqu'aux ciments tardifs (ciment en remplissage de fractures) témoignent d'une signature d'eaux marines modifiées dans des conditions d'enfouissement faible ($\delta^{18} \pm -5\%$) puis la signature d'un enfouissement profond associé à la création des fractures tardives ($\delta^{18} < -7\%$). Enfin, la valeur négative de $\delta^{13}\text{C}$ (-1.11‰) pourrait être expliquée par l'influence d'un fluide riche en hydrocarbures lors de la diagénèse d'enfouissement profond. Wilmsen et Neuweiler (2008) ont d'ailleurs mesuré des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ faiblement négatives comparables pour les faciès des Formations sous-jacente (Formation d'Idikel) et sus-jacente (Formation d'Ouchbis).

Terres rares

Les résultats d'analyses des terres rares réalisées sur un total de 14 échantillons sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 8).

Le patron 1 (Figure 4-4A) est plat à très légèrement convexe ($\text{MREE}/\text{MREE}^*=1,26$) et ne montre aucun enrichissement en terres rares lourdes ou légères. Ce patron est associé à la matrice automicritique M1. Il se caractérise par une anomalie positive en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,43$) ainsi que par une anomalie négative en cérium ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,75$). Le ratio d'Y/Ho (45,8) est intermédiaire.

Le patron 2 (Figure 4-4B) est également plat à très légèrement convexe ($\text{MREE}/\text{MREE}^*=1,22$). Il est associé aux matrices allomicritiques M2/M3. Il présente lui aussi une anomalie positive en europium et en yttrium ainsi qu'une anomalie négative en cérium. Le patron 2 se distingue du patron 1 par la concentration totale en éléments de terres rares plus élevée et l'anomalie d'europium moins marquée ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{(\text{M2}/\text{M3})}=1,26$ *versus* $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{(\text{M1})}=1,43$). Le ratio d'Y/Ho (42,9) est intermédiaire.

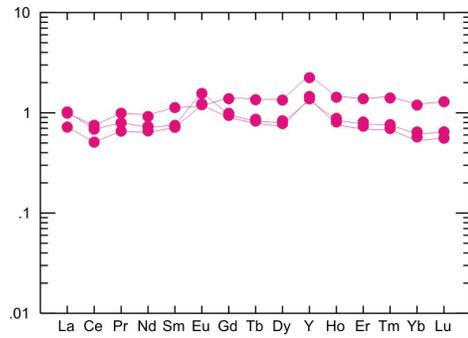
Le patron 3 (Figure 4-4C) est plat. Il est associé aux échantillons de ciments marins et aux coquilles de brachiopodes. La concentration en éléments de terres rares est bien plus faible que pour les matrices automicritiques et allomicritiques. Il présente lui aussi une

anomalie négative en cérium mais pas d'anomalie positive d'euporium. Le ratio d'Y/Ho (45,6) est intermédiaire.

Le patron 4 (Figure 4-4D) est plat. Il est associé aux échantillons de ciments tardifs. La concentration en éléments de terres rares est intermédiaire entre celle associée aux matrices et celle associée aux ciments marins. La signature des ciments tardifs les distingue des ciments précoces par l'anomalie d'euporium. Le ratio d'Y/Ho (46,5) est intermédiaire.

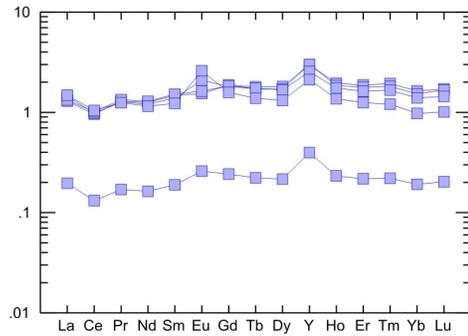
Tous les patrons de distribution des terres rares de la localité Foug Zidet partagent la même légère anomalie négative de cérium ($Ce/Ce^*=0,74$ à $0,86$), un ratio intermédiaire de Y/Ho (42-49) ainsi qu'un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*_{(moyenne)}=1,25$) ce qui leur donne une allure faiblement convexe. Ces caractéristiques sont cohérentes avec les résultats obtenus par Wilmsen et Neuweiler (2008) pour leurs échantillons correspondant aux monticules à spongiaires de la Formation de Foug Zidet et correspondent à la signature des eaux marines (McLennan, 1989; Bau *et al.*, 1997). Il n'existe aucune différence significative dans les patrons de distribution des terres rares permettant de séparer les automicrites des allomicrites néanmoins ces dernières ont un contenu plus élevé en terres rares que toutes les autres phases minérales. Dans le cas des patrons de distribution des terres rares associés aux ciments tardifs en remplissage de fractures, on note qu'un échantillon (4A) se distingue bien des trois autres ciments tardifs (4B) mais apparaît très similaire aux patrons de distribution des terres rares associés aux matrices allomicritiques (Figure 4-4). Il s'agit vraisemblablement d'un problème de mélange des deux phases cristallines lors de l'échantillonnage. La faible anomalie positive d'euporium mesurée dans les matrices automicritiques et allomicritiques ainsi que pour le ciment tardif 4A ($Eu/Eu^*_{(moyenne)}=1,53$) pourrait s'être formée lors de la diagénèse précoce par remobilisation de l'euporium (MacRae *et al.*, 1992) ou s'expliquer par l'influence des argiles lors du phénomène d'illitisation (Uysal et Golding, 2003).

Valeurs des Terres Rares normalisées aux shales post archéennes australiennes (PAAS; Échelle logarithmique)



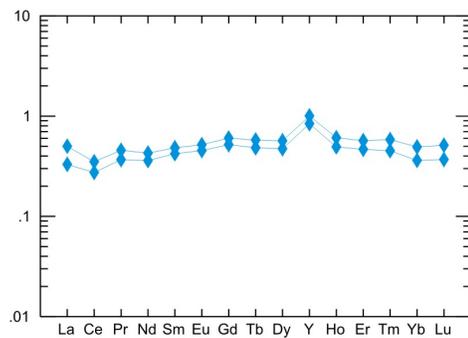
Matrice M1 (N=3)

Concentration moyenne= 0,97
 HREE/LREE= 1,13
 MREE/MREE*= 1,26
 Ce/Ce*= 0,75
 Eu/Eu*= 1,43
 Y/Ho= 45,8



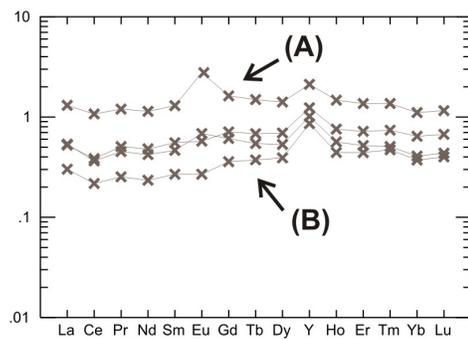
Matrice M2 + M3 (N=5)

Concentration moyenne= 1,31
 HREE/LREE= 1,28
 MREE/MREE*= 1,22
 Ce/Ce*= 0,74
 Eu/Eu*= 1,26
 Y/Ho= 42,9



Ciment marin et coquille de brachiopode (N=2)

Concentration moyenne= 0,49
 HREE/LREE= 1,28
 MREE/MREE*= 1,18
 Ce/Ce*= 0,76
 Eu/Eu*= 0,96
 Y/Ho= 45,6



(A) Ciment tardif (N=1)

Concentration moyenne= 1,46
 HREE/LREE= 1,09
 MREE/MREE*= 1,39
 Ce/Ce*= 0,86
 Eu/Eu*= 1,90
 Y/Ho= 39,2

(B) Ciment tardif (N=3)

Concentration moyenne= 0,52
 HREE/LREE= 1,42
 MREE/MREE*= 1,11
 Ce/Ce*= 0,76
 Eu/Eu*= 1,02
 Y/Ho= 48,9

Figure 4-4 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments marins et les coquilles de brachiopodes puis les ciments tardifs (en remplissage de fractures tardives) échantillonnés pour la localité Fom Zidet (Formation de Fom Zidet, Jurassique inférieur). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).

4.2.5 Interprétations

4.2.5.1 Processus sédimentaires

Dans le cas des monticules carbonatés à éponges siliceuses de la Formation de Foum Zidet, le contexte paléogéographique (paléo dépôt-centre) et la prédominance des organismes filtrants (éponges, bryozoaires, brachiopodes) et suspensivores (polychètes, crinoïdes) témoignent d'un environnement de dépôt marin subtidal subphotique (Neuweiler *et al.*, 2001b; Mehdi *et al.*, 2003; Wilmsen et Neuweiler, 2008). Parmi les faciès monticulaires de la localité Foum Zidet, seul le faciès FZ4 est associé à la formation de morphologies positives (Planche 12A-B). Les éponges siliceuses à squelette rigides et non-rigides calcifiées peuvent représenter jusqu'à 70 % de la fabrique *in situ*. Les éponges ont pu de leur vivant former une structure récifale et servir de barrière, empêchant le mouvement de sédiment. De plus, ces éponges siliceuses calcifiées sont systématiquement colonisées par des organismes épilithiques tels que les bryozoaires ou les vers polychètes encroûtants (*e.g.* Planche 17A, F) ce qui contribue à former une trame récifale classique. L'intense activité des organismes bioforeurs associée aux faciès monticulaires de la localité Foum Zidet indique des concentrations élevées en nutriments (Hallock, 1988). L'action des bivalves lithophages (Planche 17E) et des éponges excavatrices (Planche 17F) a probablement contribué à la production de sédiment fin participant à la composition de la matrice allomicritique. En outre, la contribution de la biominéralisation aux faciès monticulaires est représentée par les nombreux fragments de crinoïdes, de brachiopodes et de mollusques qui composent le sédiment (association faunique fossile de type « reef dwellers ») mais qui ne contribuent pas à la fabrique *in situ*. A l'affleurement (Planche 12A-B), il n'a également pas été possible d'identifier de faciès de démantèlement aux bordures des édifices monticulaires ce qui permet de penser que la morphologie positive est héritée majoritairement d'un processus diagénétique restreint spatialement. La signature isotopique des phases micritiques (M1 et M2/M3) n'est pas différente de celles des phases de ciment marin (Figure 4-3) ce qui semble indiquer qu'elles ont précipité en équilibre avec l'eau marine. L'absence de fractionnement d'origine biologique (effet vital) ou diagénétique ainsi que l'absence de toute structure squelettique d'origine microbienne (tubes, bâtonnets) excluent une biominéralisation d'origine microbienne.

4.2.5.2 Processus diagénétiques

L'absence de faciès de démantèlement ainsi que le manque de différences notables, en termes de constituants squelettiques, entre les faciès monticulaires et les faciès intermonticulaires (e.g Planche 12D et 13F), laissent à penser que le phénomène à l'origine de l'accrétion des faciès monticulaires est d'origine diagénétique. À l'échelle macroscopique, les éponges pluricentimétriques sont bien visibles, préservées *in situ*, en position de vie (Planche 12D) mais on les trouve également transportées ou remaniées dans la matrice sédimentaire. A l'échelle microscopique, le faciès monticulaire FZ 4 est composé à près de 70 % d'éponges siliceuses calcifiées et plusieurs critères pétrographiques concordent en faveur d'un processus de calcification précoce, à savoir : (1) la texture pelletoidale (à aspect grumeleux) en association étroite avec les spongiaires (Planche 17G); (2) la fabrique polymicritique *sensu* Lees et Miller (1985), (Planche 17B); (3) la présence d'abondants spicules (Planche 17G) et (4) l'excellente préservation, dans le détail, de l'architecture interne des tissus mous des éponges siliceuses calcifiées (e.g. osculum central, oscules) et de leur squelette spiculaire préservé comme un moule puis cimenté (e.g. Planche 17A, C). D'autre part, la présence d'organismes encroûteurs tels que les bryozoaires et les vers polychètes (Planche 17A, F) en association étroite avec les éponges ou encore l'existence de bioperforations de type *Lithophaga* (Planche 17E) indiquent que les éponges siliceuses formaient déjà, sur le fond, un substrat calcaire induré permettant l'ancrage et l'activité perforante de cette faune épilithique.

Pour la localité Foum Zidet, on n'observe pas de cavités de croissance ou de cavités structurales cimentées entre les éponges et l'espace laissé libre entre elles est rempli par du sédiment infiltré (Planche 17B, D). En revanche, au sein même des éponges siliceuses calcifiées, on observe la présence de petites cavités d'effondrement (Planche 17G) qui semblent avoir été ouvertes lors de l'effondrement des tissus mous des éponges au fur et à mesure de leur dégradation puis cimentées précocement (ciment marin). Les autres cavités présentes sont celles formées très précocement, sur le fond, par l'activité des bivalves lithophages *Lithophaga*. Ces cavités circulaires (Planche 17E) peuvent atteindre jusqu'à 1 cm de diamètre et sont remplies par une ou plusieurs générations de boue et puis cimentées par un ciment marin (sparites riches en impuretés).

4.2.5.3 Modes d'accrétion

Pour les faciès monticulaires de la Formation de Foum Zidet, la biominéralisation (*squelettogénèse*) est représentée par les encroûtements biogéniques polyphasés (bryozoaires, polychètes) mais aussi par les éponges à squelette siliceux qui peuvent être à l'origine d'une trame bioconstruite (Wendt *et al.*, 1989; Conway *et al.*, 1991). L'abondance des éponges rigides et non-rigides préservées en position de vie suggère que ces organismes ont pu contribuer au piégeage passif des particules sédimentaires et à la création de nombreux d'habitats cryptiques pour les organismes épibenthiques et ce, à la manière d'un récif ou d'une structure caverneuse (Bathurst, 1959). La biominéralisation (*squelettogénèse*) joue néanmoins un rôle secondaire dans l'édification de la fabrique *in situ*. L'accrétion des monticules à spongiaires de la localité Foum Zidet est donc avant tout d'origine diagénétique *via* la calcification pervasive (organominéralisation) des tissus conjonctifs des éponges siliceuses à corps mous (*e.g.* Planche 17A). L'absence quasi-complète de cimentation semble indiquer qu'ici l'organominéralisation a été si efficace et rapide à remplacer les tissus conjonctifs biodégradés que seules de minuscules cavités d'effondrement ont été créées (Planche 17G).

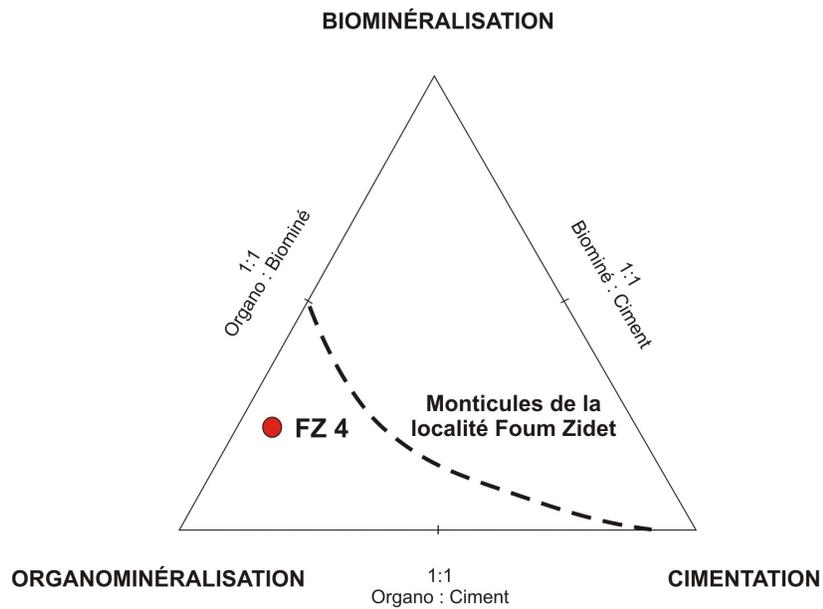


Figure 4-5 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrication *in situ* des faciès des monticules de la localité Foux Zidet (Formation de Foux Zidet, Sinémurien supérieur).

4.3 Monticules de la localité Jebel Assameur

4.3.1 Localisation

La zone d'étude se situe à 2 km à l'Est de la ville de Rich (Haut-Atlas Central) où une spectaculaire série de monticules carbonatés affleurent sur une distance de 10 km le long d'un synclinal orienté Est-Ouest (Figure 4-6C). Ces monticules carbonatés sont régulièrement espacés et restreints à un intervalle de 5 à 10 mètres d'épaisseur. Dans le cadre de ce travail, des coupes sédimentologiques détaillées (à l'échelle métrique à submétrique) ont été levées dans trois secteurs distincts proches de la ville de Rich (Figure 2-2 ; Localités 3A, 3B et 3C). Les sous-localités Ait Khojman et Jebel Assameur se situent plus au Sud, sur le flanc du Jebel Assameur N'Ait Fergane (Figure 2-2 et Figure 4-6) alors que la sous-localité Bou Oungert se situe sur le flanc du Jebel Taferdout (Planche 18).

4.3.2 Contexte stratigraphique et sédimentaire

Les premiers travaux portant sur le domaine atlasique au sens large menés notamment par Fallot et Roch (1932), Roch (1950), Choubert (1956), Choubert et Faure-Muret (1962) et Du Dresnay (1963;1971) faisaient déjà mention de la série carbonatée du Lias supérieur/Dogger affleurant dans le Haut-Atlas Central. Cette série carbonatée formée d'une alternance de calcaires et de marnes et se distinguant par un intervalle à monticules carbonatés spectaculaires (Figure 4-6C) a par la suite fait l'objet de travaux sédimentologiques et biostratigraphiques plus détaillés (Stanley et Warne, 1976; Stanley, 1981; Crevello *et al.*, 1987; Warne, 1988a; Ait Addi, 1994;1998;2002). En effet, proche de la ville de Rich, les sédiments d'âge Aalénien à Bajocien supérieur sont très bien exposés dans un grand synclinal. Ils se sont déposés dans le centre du bassin et fournissent ainsi un enregistrement fiable du changement progressif de milieu de dépôt, depuis les faciès de bassin les plus profonds aux faciès de plate-forme peu profonds. Ils représentent la séquence de comblement telle que définie par Stanley (1981) et Warne (1988b).

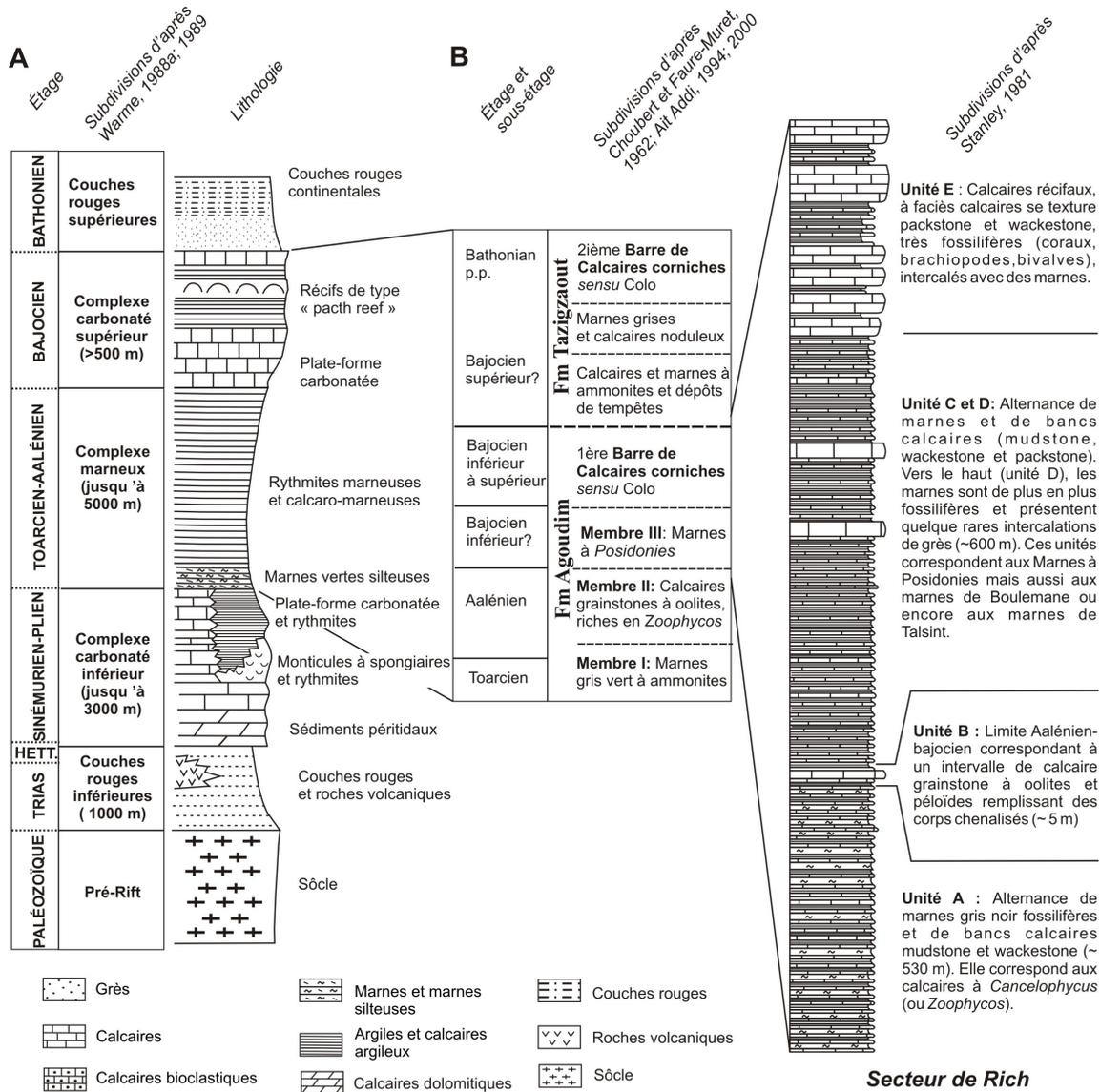


Figure 4-6 : Contexte stratigraphique des monticules carbonatés du Dogger, Haut-Atlas Central. (A) Coupe stratigraphique généralisée pour le bassin du Haut-Atlas Central (BRHAC) depuis le Trias jusqu'au Jurassique (Warme, 1988a; Wilmsen et Neuweiler, 2008). (B) Détails de la coupe stratigraphique de l'Aalénien au Bathonien dans le secteur de Rich (Colo, 1961; Choubert et Faure-Muret, 1962; Stanley, 1981; Ait Addi, 1994). (C) Vue d'ensemble de la série carbonatée du Dogger affleurant dans le secteur de Rich (Haut-Atlas Central). Les monticules carbonatés d'âge Bajocien supérieur affleurent de façon exceptionnelle sur une distance de près de 10 kilomètres le long d'un axe synclinal Est-Ouest (photo prise depuis la route RN21, à proximité du village de Kerrando).

Conformément aux travaux de Stanley (1981), les dépôts du Lias supérieur/Dogger affleurant dans le secteur de Rich (Jebel Assameur N'Ait Fergane et Bou Kenndil) se divisent en cinq intervalles informels facilement identifiables en se basant sur la lithologie et le contenu fossilifère (Figure 4-6).

- L'unité A correspond aux calcaires noirs à *Zoophycos*, mesurant jusqu'à 200 m d'épaisseur, d'âge Aalénien supérieur à Bajocien inférieur (zone à *Sonninia sowerbyi* et *Otoites sauzei*) qui ne sont pas toujours fossilifères, et forment une morphologie de type cuesta.
- L'unité B qui correspond à un intervalle gréseux de faible épaisseur (maximum 5 mètres) chenalisé ne s'observe que sur les flancs du Jebel Bou Kenndil (Stanley, 1981).
- L'unité C concorde avec les Marnes à Posidonomyes, d'épaisseur comprise entre 1000 et 2000 m, et qui correspondent aussi aux marnes de Boulemane dans le Moyen Atlas (Choubert et Faure-Muret, 1962). Elles sont habituellement datées du Bajocien moyen et passent latéralement à des bancs calcaires. Localement ces bancs calcaires forment des barres et sont interprétés comme des calcaires récifaux. C'est le cas de la « barre de Kerrando » tel que mentionné par Choubert et Faure-Muret (1962).
- L'unité D, quant à elle, coïncide avec la « Barre d'Anoual », qui correspond, à son tour, à la première barre de « Calcaires corniches » du Moyen Atlas telle que définie par Colo (1961). Il s'agit de faciès carbonatés caractérisés par une faune fossile de milieux peu profonds (coraux, brachiopodes, gastéropodes et bivalves) et très peu d'ammonites (Choubert et Faure-Muret, 1962; Du Dresnay, 1963;1971). Ces calcaires riches en coraux

scléractiniens peuvent mesurer entre 50 et 100 m d'épaisseur et sont datés du Bajocien supérieur grâce aux marqueurs biostratigraphiques des faunes à brachiopodes, notamment *Terebratula oranensis*, et des faunes à ammonites dont *Ermocera* sp. (Sadki et Alméras, 1992; Sadki, 1996; Poisson *et al.*, 1998).

- Enfin, l'unité E consiste en des intercalations de calcaires et de marnes sont datées du Bathonien inférieur. Cependant les ammonites sont rares pour confirmer ou infirmer cette datation (Stanley, 1981).

Les monticules carbonatés qui nous intéressent appartiennent donc à la partie supérieure de ce « complexe carbonaté supérieur » (Figure 4-6). Parmi les travaux les plus récents, Stanley (1981) et Warne (1988a; 1989) ont décrit et interprété ces monticules carbonatés comme étant des récifs à coraux de type « patch reefs », qui se seraient formés dans un milieu de lagon. Ces récifs s'organiseraient à la façon d'un atoll d'origine tectonique et délimiteraient une unité tectonique caractérisée par des milieux d'eaux peu profondes (Warne, 1988b; 1989). En raison de leur position paléogéographique au centre du Bassin de Rift du Haut-Atlas Central (BRHAC), ces affleurements sont interprétés comme des indicateurs d'un remplissage presque complet du bassin accompagnant les premiers stades de compression et d'inversion affectant le BRHAC au Jurassique moyen.

4.3.3 Géométrie et architecture de dépôt

Les monticules carbonatés bajociens affleurent de manière saisissante sur les flancs du Jebel Assameur n'Ait Fergane (Planche 18A) et Jebel Taferdout (Planche 18J). Ces monticules se répètent d'une manière étonnamment régulière et sont variables aussi bien en dimension qu'en morphologie. Sur le flanc sud du Jebel Assameur, les monticules ont une morphologie en dôme bien marquée, à flancs relativement abrupts, et peuvent atteindre jusqu'à 10 mètres d'épaisseur (Planche 19A-B). L'étude détaillée de la sous-localité Assameur a révélé que l'intervalle monticulaire est en réalité formé d'une mosaïque de macrofaciès (Planche 19B-C; 20B-D) et seulement deux macrofaciès (AS6 et AS7) forment des morphologies monticulaires. Le passage d'un faciès à un autre est graduel.

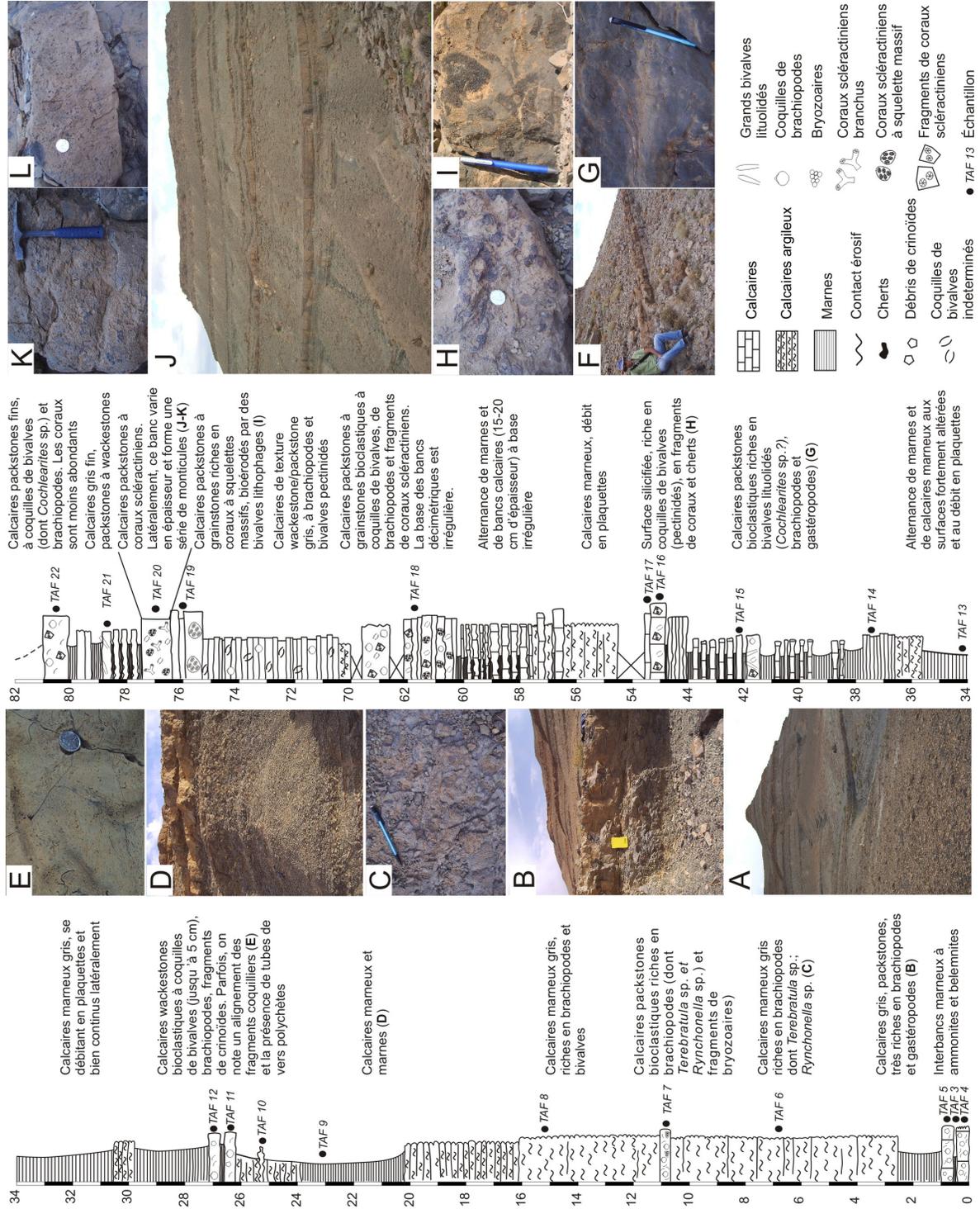


Planche 18 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès I

(A) Coupe stratigraphique détaillée de la succession Aalénien à Bajocien, levée pour la sous-localité Bou Oungert et mentionnant la position des échantillons.

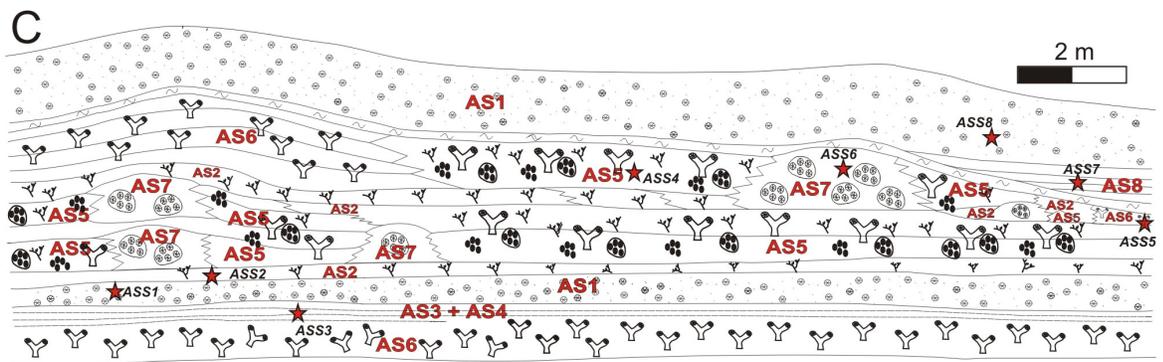
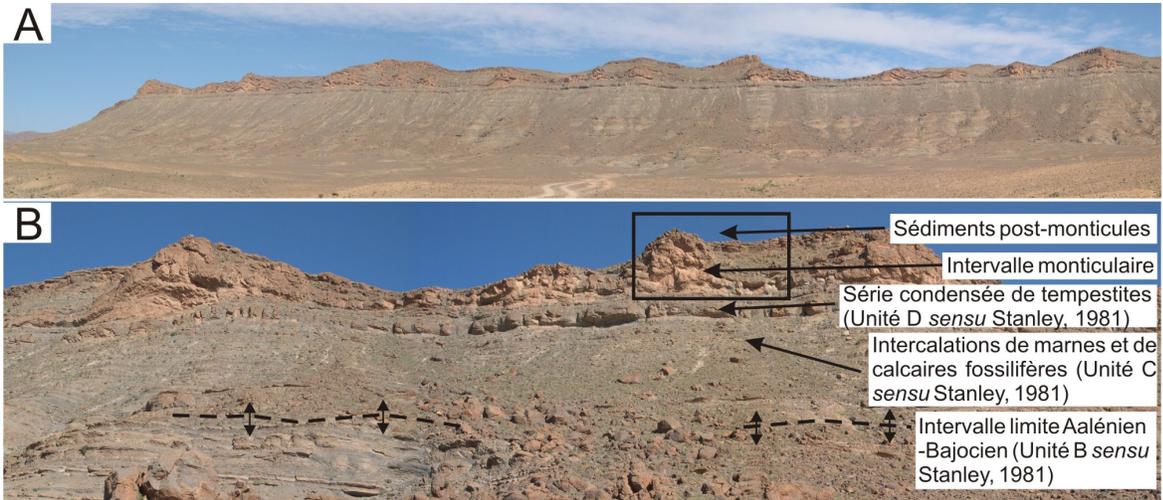
(B-I) Détails des structures sédimentaires et des macrofaciès observés pour les sédiments pré-monticules.

(J) Vue d'ensemble de l'intervalle à monticules carbonatés formant une série de petits dômes aplatis.

(K-L) Détails des structures sédimentaires et des macrofaciès observés pour les sédiments de l'intervalle monticulaire et post-monticulaire.

En revanche, dans le cas des deux autres sous-localités Ait Khojman (flancs du Jebel Assameur) et Bou Oungert (flancs du Jebel Taferdout), l'étude de la géométrie des intervalles monticulaires a montré que la morphologie en dôme est héritée de l'épaississement d'un ou deux bancs seulement (Planche 20A-D).

La sous-localité Bou Oungert expose les monticules les plus petits, qui peuvent mesurer jusqu'à 3 m d'épaisseur, à morphologie en dôme aplati (Planche 20C-D). L'épaississement au niveau du cœur du monticule peut représenter jusqu'à 50 % de l'intervalle monticulaire. Pour les trois sous-localités, les conditions d'affleurement en falaise ne donnent pas accès à la géométrie tridimensionnelle de ces monticules. Les dépôts pré-monticules correspondent à une série calcaro-marneuse épaisse, d'âge Aalénien à Bajocien inférieur (Planche 19A-B). Vers le sommet, cette série comporte des bancs calcaires fossilifères, d'échelle métrique, limités par des surfaces irrégulières, de nature érosive (*i.e.* évidences macroscopiques de remaniement mécanique). Ces bancs sont parallèles à sub-parallèles à la base des monticules, et sont interprétés comme des dépôts de tempête. Les dépôts post-monticules consistent en une barre calcaire d'échelle métrique (1 à 2 m d'épaisseur en moyenne) recouvrant de façon conforme la morphologie en dôme et ne montrant pas de variation latérale d'épaisseur (Planche 19B-C, 20A-D). Cela suggère plutôt l'absence d'un relief sur le fond marin au moment du dépôt.



AS1: Calcaires packstones bioclastique riche en coraux et fragments de coraux sclérectiniens. Il s'agit de coraux branchus, de type dendroïde pour la plupart dont les fragments sont grossiers, de 1 à 2 cm. On note également la présence de fragments de gastéropodes, bivalves et brachiopodes.



AS2: Calcaire mudstone-wackestone à coraux sclérectiniens (coraux branchus délicats) dont le squelette est souvent courbé, ondulé. Présence de coquilles de bivalves et aussi parfois de fragments de coraux dendroïdes (comparables à ceux du faciès AS1).



AS3: Calcaire wackestone microbioclastique présent en alternance avec des marnes et le faciès AS1. Le faciès wackestone comporte des fragments de coraux dendroïdes (comparables à ceux du faciès AS1).



AS4: Marnes gris vert. Les intervalles marneux mesurent au maximum 90 cm d'épaisseur.



AS5: Calcaire wackestone à coraux variés (faciès composite): coraux à squelettes délicats (de type « spaguetti »), coraux dendroïdes et coraux massifs. Ce faciès se distingue aussi par la présence de grands bivalves lithophages. Occurrence de bivalves du genre *Lopha* sp. présentant des coquilles caractéristiques (en zigzag).



AS6: Calcaire wackestone à coraux de type dendroïdes *in situ*. qui représente un faciès source pour AS1. Présence de bivalves et de brachiopodes.



AS7: Calcaire bioclastique à coraux massifs et à coraux dendroïdes (*in situ*).



AS8: Calcaire mudstone gris, sans faune visible à l'oeil nu, présent en alternance avec des marnes (dans les zones intermonticulaires).



★ASS3 Échantillon

Planche 19 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès II

(A) Monticules carbonatés à l'affleurement sur les flancs du Jebel Assameur N'Ait Fergane, d'âge Bajocien supérieur, situés proche de la ville de Rich (Haut-Atlas Central). Ces monticules affleurent de façon exceptionnelle le long d'un axe synclinal Est-Ouest, à la façon d'un chapelet de perle. Les monticules sont régulièrement espacés et peuvent se suivre latéralement sur une distance de 10 kilomètres.

(B) Exemple de la sous-localité Jebel Assameur. A la base de la coupe, la limite Aalénien-Bajocien ne s'exprime pas par une surface mais plutôt par un intervalle limite. Une série de bancs calcaires d'échelle métrique montrant des évidences de dépôts de tempêtes précède l'intervalle à monticules carbonatés. Au sein de ces bancs, l'ichnofaciès *Thalassinoides* est communément rencontré. L'intervalle monticulaire est en réalité formé d'une mosaïque de macrofaciès.

(C) Représentation schématique d'un monticule carbonaté avec la répartition spatiale des macrofaciès et la position des échantillons. A l'échelle de l'affleurement, huit macrofaciès ont été définis (libellés de AS1 à AS8). Dans la plupart des cas, le passage latéral de faciès se fait graduellement. Parfois, les faciès sont interdigités. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'avoir la géométrie tridimensionnelle des monticules.

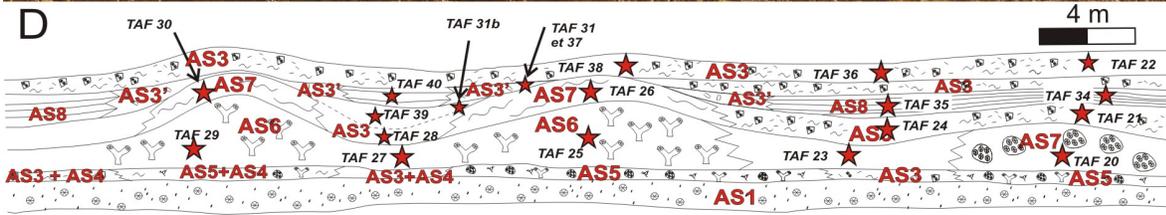
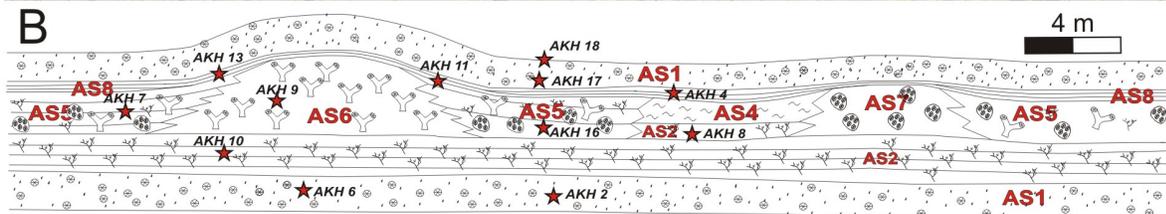


Planche 20 : Localité Jebel Assameur - affleurements et macrofaciès III

(A-B) Monticules carbonatés à l'affleurement sur les flancs du Jebel Taferdout, sous-localité Ait Khojman. **(A)** Le coeur des monticules peut mesurer jusqu'à 10 m de long et montre une épaisseur apparente maximale de 5 m. **(B)** Représentation schématique et position des échantillons.

(C-D) Monticules carbonatés de la localité Jebel Assameur, sous-localité Bou Oungert. **(C)** Le coeur des monticules mesure ici de 6 à 8 m de long et montre une épaisseur apparente maximale de 3 m. **(D)** Représentation schématique et position des échantillons.

(E) Détails du faciès AS3', (variation latérale du faciès AS3), qui correspond à un wackestone microbioclastique à grands bivalves de type Lituolidés.

(F) Détails de la surface à huîtres, présente au sommet des bancs calcaires du faciès AS5. Cette surface condensée correspond à un ralentissement ou à un arrêt de la sédimentation. Elle précède les petits bancs décimétriques du faciès AS8, un mudstone sans macrofaune visible à l'oeil nu.

4.3.4 Pétrographie

4.3.4.1 Macrofaciès

Au total, huit faciès ont été décrits sur la base d'observations de terrain (Planche 19C). Le faciès AS1 est un calcaire packstone bioclastique riche en coraux et fragments de coraux scléactiniens (Planche 21A-B). Ce faciès forme des bancs d'épaisseur décimétrique, aux bases irrégulières et érosives, comportant des surfaces internes de nature érosive (Planche 21A) qui témoignent de périodes de remaniement mécanique sur le fond. Ces bancs sont continus latéralement sur plusieurs dizaines de mètres (voire centaine de mètres) et ne montrent pas ou très peu de variations latérales d'épaisseur. Les fragments de coraux deviennent plus abondants au sommet des bancs, habituellement dans les 20 derniers centimètres. Il s'agit de coraux branchus, de type dendroïde pour la plupart, représentés par les genres *Cladophyllia*, *Stylosmilia*, et *Isastrea* (Lathuilière, 2000a). Les fragments coralliens sont grossiers, de 1 à 2 cm de diamètre en moyenne. On note également la présence de fragments de gastéropodes, bivalves et brachiopodes. Certains fragments de coraux sont fortement altérés et présentent une couleur brune caractéristique de dédolomitisation. Dans la littérature, ce faciès forme les « bancs macaronis » (Stanley, 1981; Warme, 1988a; Warme, 1989).

Le faciès AS2 est un calcaire mudstone-wackestone à coraux scléactiniens, à squelettes branchus délicats, souvent courbés et/ou ondulés (Planche 19C). Le genre le plus représenté est *Cladophyllia* (Lathuilière, 2000a) dont les calices sont subcirculaires et la surface externe est finement striée. Les coquilles de bivalves sont fréquentes et parfois les fragments de coraux également dendroïdes. Ce faciès forme des petits bancs d'épaisseur d'une moyenne de 15 cm qui peuvent se suivre latéralement sur plusieurs mètres (Planche 21C-D).

Le faciès AS3 est un calcaire wackestone microbioclastique (Planche 19C) présent en alternance avec des marnes et le faciès AS1 (Planche 21E). Ce faciès wackestone comporte des fragments de coraux de type dendroïde. Ce faciès forme des petits bancs fins, dont la base et le sommet sont souvent ondulés, d'épaisseur d'une moyenne de 15 cm et

d'extension latérale réduite (maximum 1 mètre), en alternance avec des intervalles marneux. Pour la sous-localité Bou Oungert, le faciès AS3 se différencie en AS3' caractérisé par la présence de grands bivalves de type lituolidés (Planche 20E).

Le faciès AS4 correspond à des marnes de couleur gris verdâtre (Planche 19C), d'une épaisseur moyenne de 50 cm, qui peuvent être continues latéralement sur une dizaine de mètres (Planche 21B).

Le faciès AS5 est un calcaire wackestone à coraux variés (Planche 19C) : des coraux à squelettes délicats (comparables à ceux de AS2), des coraux dendroïdes (*Cladophyllia*, *Stylosmilia*, et *Isastrea*) et des coraux massifs (Planche 22A) à morphologie lamellaire. Pour ces derniers, on a pu observer des colonies dont l'agencement des calices est thamnastéroïde (genre *Thamnasteria* ?) et cérioïde (genre *Goldfussastrea* ?) (Beauvais, 1986; Lathuilière, 2000b). Ces coraux à squelette massif sont très souvent affectés par la macro bioérosion. L'exemple le plus commun est l'action de bivalves lithophages *Lithophaga* qui creusent des cavités à section pseudo-circulaire (Planche 22B). Parfois, l'une des valves ou les deux sont préservées au sein même de la cavité. On note également la présence de bivalves de type *Lopha* (coquille à rides bien prononcées et à microstructure feuillée). Les bancs calcaires formés par le faciès AS5 sont d'une épaisseur moyenne de 25 cm et d'extension latérale plurimétrique. Dans le cas de la sous-localité Ait Khojman, les bancs de faciès AS5 sont recouverts par une surface condensée caractérisée par l'abondance des coquilles de bivalves de type *Ostrea* (Planche 20F).

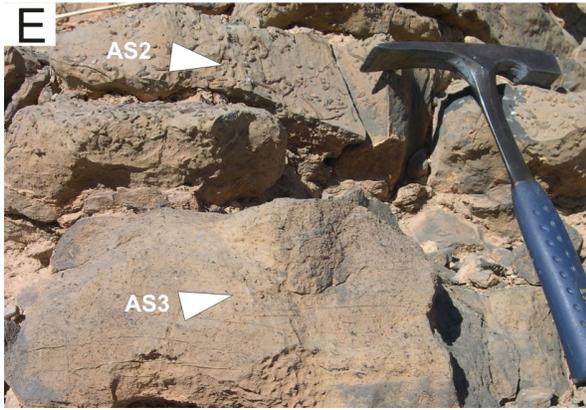
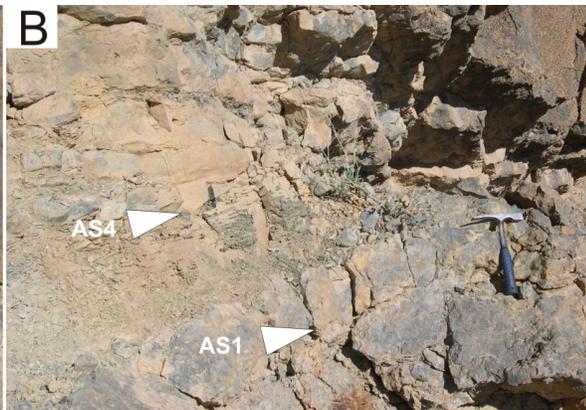


Planche 21 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès IV

(A) Le macrofaciès AS1 correspond à un calcaire bioclastique grossier riche en fragments de coraux altérés (couleur brun-rougeâtre associée à la dédolomisation). Les autres éléments majoritaires sont les coquilles de gastéropodes, de bivalves et de brachiopodes. Les bancs mesurent de 10 à 20 cm d'épaisseur et présentent une base érosive ainsi que plusieurs surfaces internes érosives associées au remaniement mécaniques sur le fond (*i.e.* fragmentation des bioclastes visibles à l'affleurement). Ces dernières témoignent d'une sédimentation épisodique. Les fragments de coraux apparaissent dans les 30 derniers centimètres des bancs formés par le faciès AS1. La majorité des fragments de coraux correspond à des fragments de coraux dendroïdes dont le diamètre des corallites mesure entre 1 et 2 cm.

(B) Le macrofaciès AS4 est un faciès marneux. L'épaisseur maximale de ces intervalles marneux est de 90 cm.

(C-D) Le macrofaciès AS2 est un mudstone-wackestone dominé par les coraux branchus à squelettes délicats (ressemblant à des petits spaguettis). Les squelettes sont fins et souvent courbés et/ou ondulés. Les coquilles de bivalves sont communes ainsi que les fragments de coraux dendroïdes (similaires à ceux du faciès AS1) notamment le genre *Cladophyllia* (Lathuilière, 2000a). Dans ce cas, le polypier est dendroïde et la surface externe des polypières est marquée de fines striations transversales.

(E) Le macrofaciès AS3 est un calcaire wackestone microbioclastique présent en alternance avec des marnes et le faciès AS2. Ce macrofaciès forme souvent des petits bancs ondulés, de 30 cm d'épaisseur en moyenne, et comporte des fragments de coraux de type dendroïdes.

(F) Le macrofaciès AS8 est un mudstone sans macrofaune visible à l'oeil nu, formant de petits bancs décimétriques (20 à 30 cm d'épaisseur en moyenne).

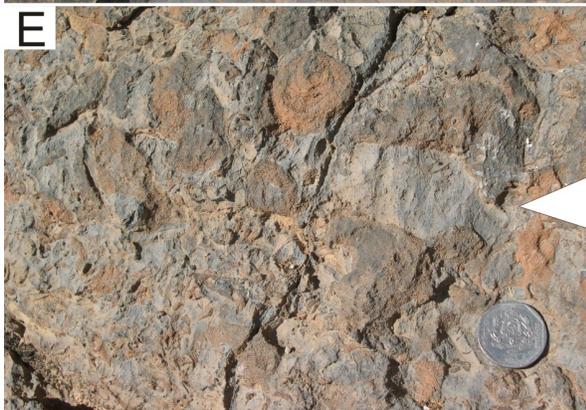
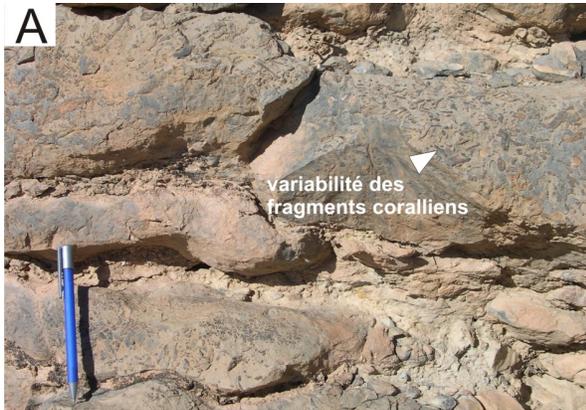


Planche 22 : Localité Jebel Assameur - affleurement et macrofaciès V

(A) Le faciès AS5 est un faciès composite montrant une grande variabilité de fragments de squelettes coralliens : les coraux dendroïdes, les coraux branchus à squelette délicats et également les coraux massifs. Ces derniers sont de morphologie lamellaire et d'épaisseur verticale comprise entre 2 et 3 cm en moyenne.

(B) Détails du faciès AS5, au sein duquel les coraux massifs peuvent mesurer jusqu'à 8 cm de diamètre et sont très largement affectés par les bivalves lithophages de type *Lithophaga*.

(C) Le faciès AS6 est un calcaire bioclastique wackestone à coraux dendroïdes comparables à ceux observés pour le faciès 1 (*i.e.* faciès source pour AS1). Les coraux sont trouvés *in situ* et sont associés à des gastéropodes, des bivalves, et surtout des brachiopodes (dont *Terebratula* sp ?).

(D) Morphologie monticulaire mesurant 1 à 2 m d'épaisseur et environ 3 m d'extension latérale. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'appréhender la géométrie en 3 dimensions.

(E) Le faciès AS7 qui forme cette géométrie monticulaire est un boundstone à coraux scléactiniens à morphologie de type tabulaire. Le faciès est dominé par les coraux massifs mais des coraux de type dendroïde sont également représentés.

Le faciès AS6 est un calcaire wackestone à coraux dendroïdes (genres *Cladophyllia*, *Stylosmilia*, et *Isastrea*) *in situ* (Planche 19C) et il représente le faciès source pour AS1. Le faciès AS6 comporte également de nombreuses coquilles de bivalves ainsi que quelques coquilles de brachiopodes (Planche 22C). Les bancs calcaires formés par le faciès AS6 sont d'une épaisseur moyenne de 20 cm et d'extension latérale plurimétrique.

Le faciès AS7 est un calcaire bioclastique à coraux massifs *in situ* (Planche 19C; 22E). Ce faciès est d'apparence massive et forme des morphologies monticulaires, à géométrie en dôme voire légèrement conique (Planche 22D). Le maximum d'épaisseur de ces géométries monticulaires est en moyenne de 1.5 m et leur extension latérale peut atteindre 3 m.

Le faciès AS8 est un calcaire mudstone gris sans macrofaune visible à l'œil nu. Il se trouve en alternance avec des marnes dans les zones intermonticulaires. Les bancs calcaires formés par le faciès 8 ont une épaisseur moyenne de 10 cm et on peut les suivre latéralement sur plusieurs dizaines de mètres (Planche 21F).

4.3.4.2 Microfaciès et interprétations

Les observations pétrographiques des faciès AS1 à AS8 associés aux monticules ainsi que leurs interprétations réalisées sur un total de 47 lames minces sont synthétisées ci-dessous. Il est à noter que le faciès AS4 qui correspond à des marnes gris vert n'a pas été échantillonné pour réaliser de lame mince.

Le microfaciès AS1 est un packstone bioclastique, à grains grossiers, mal trié, riche en coraux et fragments de coraux scléactiniens fortement altérés (Planche 23A). La plupart des allochems sont de petits fragments de coraux et des fragments d'échinodermes dont des crinoïdes (Planche 23A,C). Le faciès AS1 comporte également des fragments de coquilles de gastéropodes, de bivalves (Planche 23B), des fragments d'algues vertes benthiques calcifiées de type Udoteacées (Planche 23B), des fragments d'éponges calcaires Pharétronides (Planche 23C), des fragments de bryozoaires (Planche 23D) et quelques rares foraminifères multiloculaires à test microcristallin. Certains bioclastes présentent une enveloppe de micrite constructrice (Planche 23C) ou destructrice. Les coraux et fragments

de coraux sont parfois étroitement associés à des spicules d'éponges organisés en faisceaux (Planche 23E) ce qui est interprété comme le moulage du squelette spiculaire d'éponges excavatrices de type *Aka* sp. Les plus grands fragments de coraux (e.g. Planche 23E-F) sont affectés par des bivalves lithophages et, au sein des cavités ainsi créées, on distingue deux générations de phases carbonatées microcristallines aux relations géopétales (Planche 23F). La micrite sombre M1 (ou automicrite) à distribution labyrinthique est parfois associée à des spicules d'éponges. Localement, M1 se compose de petits éléments arrondis noirs (diamètre moyen de 0,01mm) dessinant une texture grumeleuse (Planche 23F). La phase M2 est une matrice microbioclastique brun clair présente en remplissage de cavités moldiques ou entre les bioclastes (Planche 23F). Les coraux et fragments de coraux servent communément de substrat aux encroûtements biogéniques et particulièrement aux vers polychètes de type serpules dont le squelette est principalement aragonitique (Planche 23E).

Le microfaciès AS2 est un wackestone à coraux branchus à squelettes délicats (Planche 24A). L'abondance des coraux branchus à squelette délicat bien préservés en position de vie (Planche 21C-D) témoigne d'un assemblage fossile *in situ*. Les coupes transversales de corallites sont abondantes et permettent d'estimer le diamètre moyen des corallites compris entre 3 et 5 mm (Planche 24A-B). Les fragments de coraux dendroïdes (similaires à ceux rencontrés dans le faciès AS1), de coquilles de bivalves, de coquilles de brachiopodes (dont le genre *Terebratula* sp., Planche 24C) et de fragments d'échinodermes (plaques squelettiques et ossicules de crinoïdes) sont bien représentés. Même s'ils représentent individuellement moins de 10 % des éléments figurés, les fragments d'éponges calcaires Pharétronides et les spicules d'éponges siliceuses recristallisés sont également présents (Planche 24D). Enfin, on observe également quelques très rares (<5 %) foraminifères à test hyalin de type *Rotaliina* et des foraminifères à test granulaire agglutiné disséminés dans la matrice sédimentaire. Certains squelettes coralliens sont encroûtés par des tubes de vers serpulidés (Planche 24E) ou des foraminifères agglutinés (e.g. *Tolypamma* sp?, Planche 24F). La matrice sédimentaire est hétérogène à sub-homogène et présente localement des traces de bioturbation.

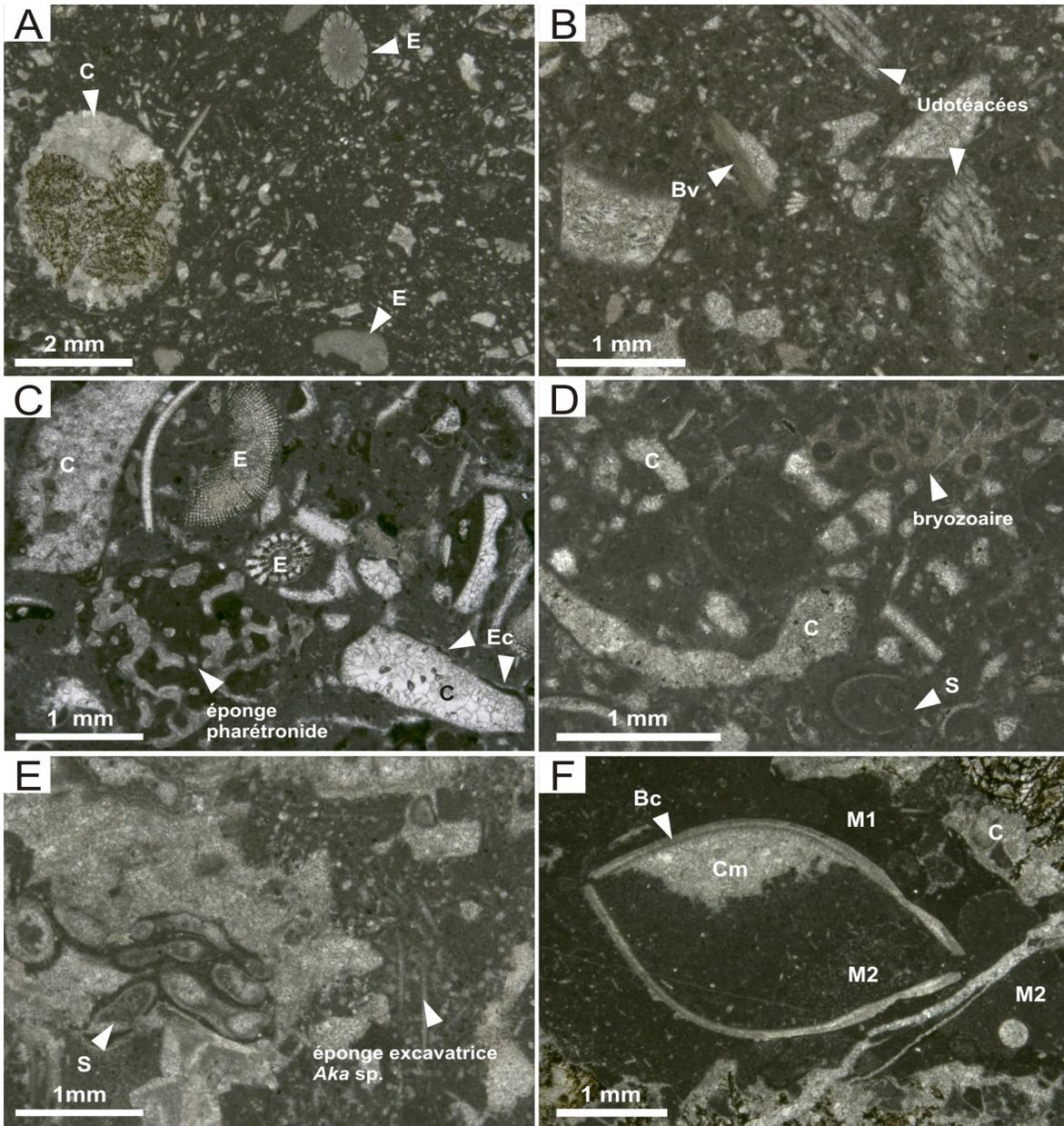


Planche 23 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès I

(A) Le microfaciès AS1 est un packstone à wackestone bioclastique riche en coraux et en fragments de coraux très souvent altérés (dédolomités). Malgré le faible degré de préservation, le calice corallien présenté ici montre encore les reliques d'une fine épithèque recouvrant les côtes, l'apparentant au genre *Stylosmilia* ? (Lathuilière, 2000a).

(B) Les différents bioclastes présents (e.g. fragments de coraux, fragments d'échinodermes, fragments de coquilles de bivalves) sont anguleux et fortement fragmentés. Les fragments d'algues vertes calcaires de type Udotécées sont typiques d'un milieu de dépôt peu profond, dans la zone photique, en milieu tropical à subtropical (Mu, 1991).

(C) Pour la plupart, la microstructure des squelettes coralliens originellement aragonitique est totalement perdue. Certains bioclastes sont entourés d'une frange micritique qui apparaît constructrice (Ec). On note également la présence de fragments d'éponges calcaires Pharétronides ainsi que,

(D) des fragments de bryzoaire qui sont reconnaissables par l'agencement des zoécies et leur microstructure feuillée.

(E) Les fragments de coraux sont souvent encroûtés par des colonies de vers polychètes de type serpules (S) et/ou étroitement associés à des spicules d'éponges organisés en faisceaux interprétés comme le moulage du squelette spiculaire d'éponges excavatrices de type *Aka* sp.

(F) Les fragments de squelettes coralliens pluricentimétriques montrent des évidences de macrobioérosion comme ici une cavité intra squelettique de plusieurs millimètres de diamètre qui pourrait être liée à l'action perforante d'un bivalve lithophage. L'espace interne créé par la bioperforation a été infiltré par du sédiment et une coquille de brachiopode entière mais désarticulée a été préservée (Bc). Au sein de cet espace cryptique, intrasquelettique, on distingue plusieurs phases microcristallines (i.e. texture polymicritique). La phase de micrite la plus sombre (M1) montre des bordures franches. La phase micritique la plus claire (M2) est aussi la plus grossière et remplit les espaces laissés libres par M1. Noter aussi l'espace résiduel resté libre puis cimenté par un ciment de microsparites riches en impuretés interprété comme une phase de ciment marin (Cm).

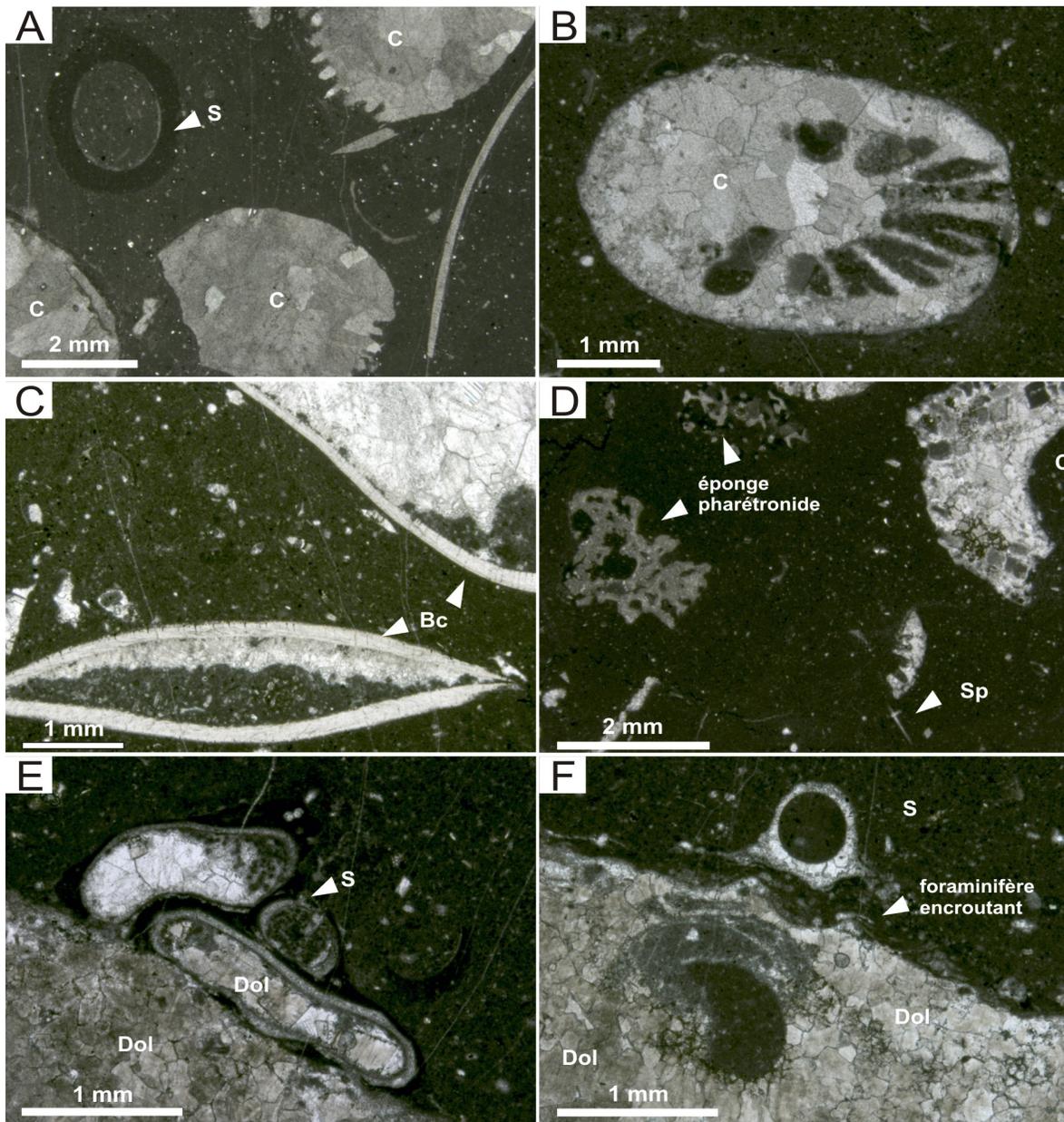


Planche 24 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès II

(A) Le microfaciès AS2 est un wackestone à coraux aux squelettes graciles.

(B) Exemple de section transversale de polypière subcylindrique issue d'une colonie de polypiers phacéloïdes ou dendroïdes. L'épithèque est lisse, les éléments radiaires sont anastomosés et la columelle est occultée par des sparites en mosaïque.

(C) Le microfaciès AS2 comporte également des coquilles et fragments de coquilles de brachiopodes notamment le genre *Terebratula* sp. (test ponctué caractéristique) ainsi que (D) des fragments d'éponges calcaires Pharétronides et des spicules d'éponges siliceuses hexactines (Sp).

(E) Certains squelettes coralliens sont encroûtés par des colonies de vers serpulidés (S) caractérisés par les murs complexes de leurs tubes (à deux couches).

(F) D'autres montrent des encroûtements multiples. Ici, le squelette corallien, dont la microstructure originelle est totalement occultée par la dolomie baroque, a servi de support pour l'installation d'un foraminifère encroûtant à microstructure agglutinée (possiblement *Tolypammina* sp?) qui a lui-même été encroûté par des vers serpulidés (S). Le squelette corallien montre aussi des évidences de bioperforations (P).

Le microfaciès AS3 est un wackestone bioclastique (Planche 25A), mal trié, composé de fragments de coraux, de fragments d'échinodermes (plaques squelettiques et ossicules de crinoïdes, radioles d'oursins), de fragments de coquilles de bivalves (Planche 25B) et de brachiopodes (Planche 25C). Parmi ces derniers, on dénote l'excellente préservation des coquilles de grands bivalves Lithiotidés dont le genre *Cochlearites* sp. ce qui semble indiquer qu'ils sont préservés in situ (Planche 20E; 25B). La matrice sédimentaire est hétérogène, montrant des changements locaux de couleur et de texture, ce qui suggère une intense bioturbation (Planche 25A). Les fragments de coquilles de bivalves sont souvent associés à des organismes épilithiques tels que les vers serpulidés (Planche 25B). Les coquilles de grands bivalves de type *Cochlearites* montrent en outre de nombreuses microp perforations aux marges ainsi que des perforations plurimillimétriques qui peuvent affecter la quasi-totalité de la coquille et ainsi fournir de nouvelles surfaces pour les organismes épilithiques (Planche 25B).

Le microfaciès AS5 est un faciès wackestone à packstone composite riche en coraux variés (Planche 25D). Le faciès se compose de fragments de coraux scléactiniens à squelette massif, à squelette branchu et robuste et à squelette branchu et gracile. Les fragments de bivalves sont communs et peuvent être pluricentriques notamment les fragments du genre *Lopha* sp. (Planche 25E). Les éléments squelettiques allochtones comprennent les fragments de coquilles de brachiopodes (dont *Terebratula* sp.), de gastéropodes et les fragments d'échinodermes (plaques squelettiques et ossicules de crinoïdes). Comme on a pu le voir à l'échelle macroscopique, les coraux massifs sont très souvent fortement biorodés par des bivalves lithophages de type *Lithophaga* (Planche 22B). Au sein du faciès AS5, les fragments de coraux scléactiniens et les fragments de coquilles de bivalves (*e.g.* *Cochlearites* sp., *Lopha* sp.) sont associés à une grande variabilité d'organismes épilithiques notamment des foraminifères encroûtants (à microstructure agglutinée) du groupe des Ammodiscidae (*e.g.* *Tolypammina* sp?, Planche 25D; F), des tubes de vers polychètes (Planche 25E), ou encore des bryozoaires encroûtants (Planche 25D).

Le microfaciès AS6 est un wackestone à coraux *in situ*. Les coraux scléactiniens sont les éléments autochtones les plus abondants (Planche 26A) mais les coquilles de brachiopodes (entières et articulées), les fragments d'éponges calcaires Pharétronides (Planche 26B), les fragments d'échinodermes et les spicules d'éponges siliceuses sont également communs (Planche 26C). On distingue au moins deux générations de micrite aux relations géopétales qui dessinent une fabrique polymicritique (Planche 26D-E). La phase M1 (automicrite) est une phase microcristalline sombre, aux bordures assez nettes et à distribution labyrinthique (Planche 26D). Localement M1 semble associée à des reliques de squelette spiculaire recristallisé mais leur degré de préservation est faible (Planche 26E). La phase M2 est une phase microcristalline gris clair infiltrée qui vient remplir l'espace laissé libre par M1 (Planche 26D). Localement, l'automicrite apparaît colonisée par des organismes épilithiques tels que les vers polychètes (Planche 26D) ce qui implique une induration précoce de l'automicrite permettant de créer un substrat dur disponible pour l'encroûtement. Les squelettes coralliens dont la microstructure est pauvrement préservée montrent souvent des encroûtements de bryozoaires ou de vers polychètes (Planche 26E).

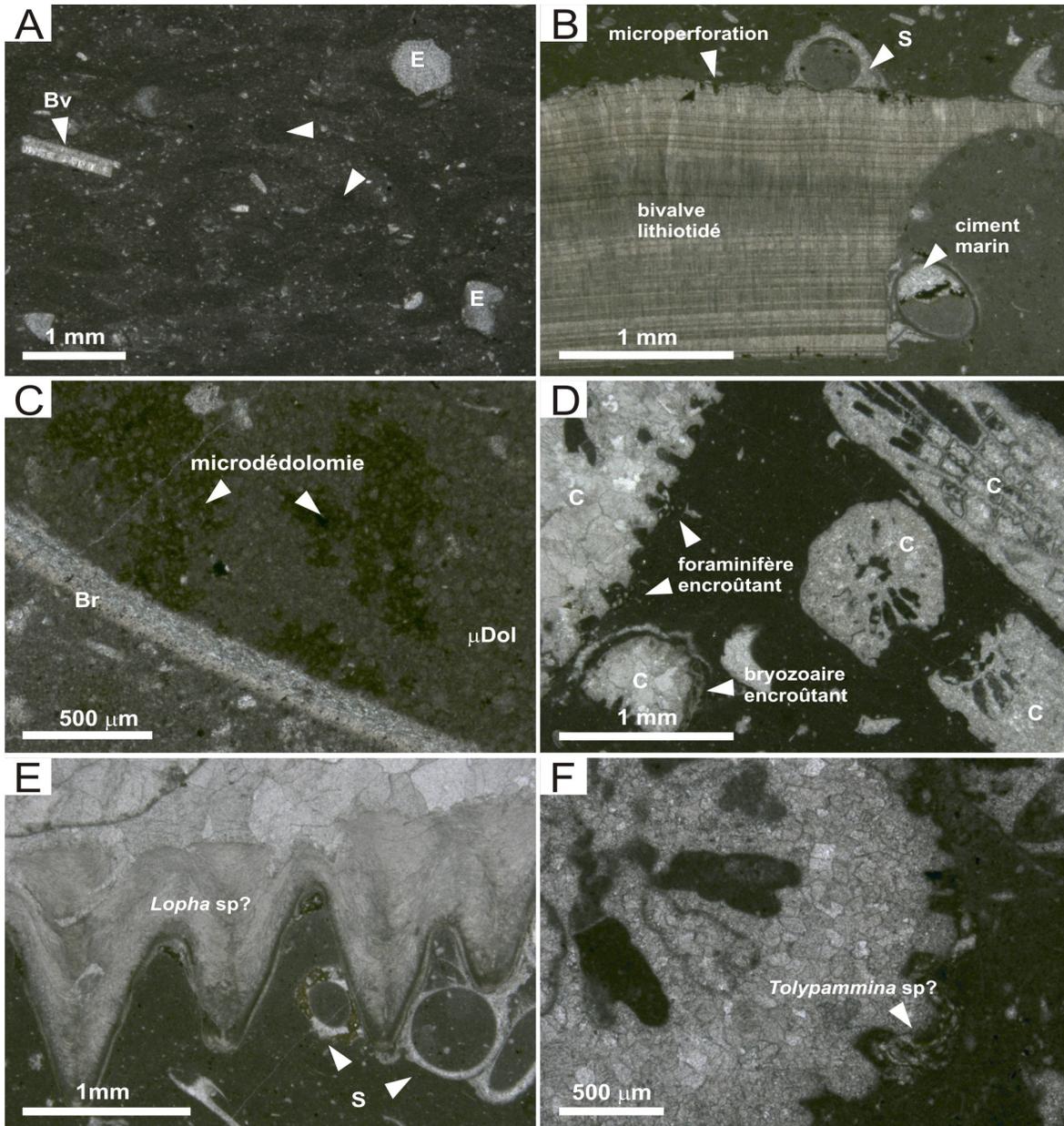


Planche 25 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès III

(A) Le microfaciès AS3 est un wackestone bioclastique riche en fragments de coraux, fragments d'échinodermes, fragments de coquilles de brachiopodes ainsi que de nombreux bioclastes recristallisés. La matrice sédimentaire montre localement des changements de couleur et de texture ce qui suggère une intense bioturbation.

(B) Exemple d'un fragment de coquille de bivalve de type *Cochlearites* sp. encroûté par des tubes de polychètes (T) et largement affecté par des organismes lithophages. Les perforations plurimillimétriques ont créés de nouvelles surfaces disponibles pour la faune d'encroûteurs. Aux marges, la coquille a subi l'action d'organismes microperforants. Noter le ciment géopétal de microsparites riches en impuretés (ciment marin) en remplissage de l'espace résiduel d'un tube de vers serpulidés (S).

(C) Localement la matrice sédimentaire a été remplacée par de la microdolomie qui, lors de la diagénèse tardive, a été en partie dédolomitisée.

(D) Le microfaciès AS5 est un packestone bioclastique, mal trié, riche en fragments de coraux, fragments d'échinodermes, fragments de coquilles de bivalves ainsi que de nombreux bioclastes recristallisés.

(E) Exemple d'un fragment de coquille de bivalve de taille centimétrique interprété comme correspondant à une huître du genre *Lopha* sp., identifiable par la bordure en zigzag de sa coquille. Cette coquille a fourni un substrat pour l'encroûtement de vers polychètes.

(F) Exemple de section transversale d'une corallite à épithèque irrégulière, dentelée, encroûtée par un foraminifère encroûtant, à test agglutiné, possiblement *Tolypammia* sp?

Le microfaciès AS7 est un boundstone à coraux massifs coloniaux. Ce faciès comporte un assemblage de coraux massifs pluricentimétriques entourés d'une matrice sédimentaire à grains fins (Planche 22E). Parmi ces scléactiniens massifs, les colonies à morphologie méandroïde (Planche 27A) ou céroïde (*i.e.* murailles soudées) ou thamnastéroïde semblent les mieux représentées et ce, en accord avec la littérature (Beauvais, 1985; 1986). Ce faciès AS7 est un faciès bioconstruit typique formant de petites morphologies en dôme (Planche 22D). L'accrétion des squelettes coralliens est renforcée par l'intervention de nombreux organismes squelettiques épilithiques qui contribuent à consolider la trame récifale tels que les éponges calcaires (Planche 27C), les tubes de vers polychètes (Planche 27D) ou encore des foraminifères à loges multiples et à test granulaire agglutiné (Planche 27E). Les squelettes coralliens sont aussi communément affectés par l'action perforante des bivalves lithophages (Planche 27B). Les espaces cryptiques intra-squelettiques et les cavités bioperforées sont associés à une fabrique polymicritique (Planche 27E). La phase microcristalline M1, noir foncé, semble « attachée » aux squelettes coralliens tandis que la phase microcristalline M2, gris clair, à granulométrie plus grossière, occupe les espaces laissés libres (Planche 27E).

Le microfaciès AS8 est un mudstone/wackestone microbioclastique, assez bien trié. Les bioclastes sont peu abondants (<10 %) et de faible dimension (en moyenne 0.2 mm de diamètre). La plupart des fragments bioclastiques sont recristallisés et sont difficilement identifiables (Planche 27F). On note cependant la présence de quelques fragments de coquilles de brachiopodes, de petits foraminifères et des spicules d'éponges siliceuses recristallisés. Le microfaciès AS8 est localement bioturbé.

Tous les faciès monticulaires du Jebel Assameur témoignent d'une importante communauté de bioconstructeurs dominée par la présence des coraux scléactiniens. Ils sont donc interprétés comme s'étant déposés dans un environnement de dépôt peu profond, dans la zone photique. La présence de fragments d'algues vertes calcaires (Planche 23B) de type udoteacées (Bassoulet *et al.*, 1983) et de grands bivalves *Cochlearites* sp. (Planche 25B) corrobore l'hypothèse d'un environnement calme au sein d'une plate-forme carbonatée peu profonde.

Pour les faciès AS1, AS3, AS5 et AS8, les éléments bioconstructeurs tels que les coraux scléactiniens sont présents mais le plus souvent fragmentés. En raison du mauvais triage, des évidences de bioturbation et de la préservation d'éléments squelettiques fragiles tels que les algues calcaires (Planche 23B), les bryozoaires (Planche 23D) ou les coraux scléactiniens graciles (Planche 25D), les faciès AS1, AS3, AS5 et AS8 sont interprétés comme des faciès biodétritiques ayant subi un faible transport. Dans le cas du faciès AS1, les surfaces érosives internes (Planche 21A) et le remaniement mécanique (*e.g.* Planche 23B-D) témoignent d'une sédimentation épisodique. De plus, l'importance des phénomènes d'encroûtements semble indiquer des périodes d'exposition sur le fond assez longues. A l'affleurement, le faciès AS5 se trouve souvent entre le faciès AS7 et le faciès AS6 (Planche 19C; 20B, D) et apparaît donc comme un faciès transitoire. Il pourrait correspondre au faciès de démantèlement des petits monticules bioconstruits formés par le faciès AS7.

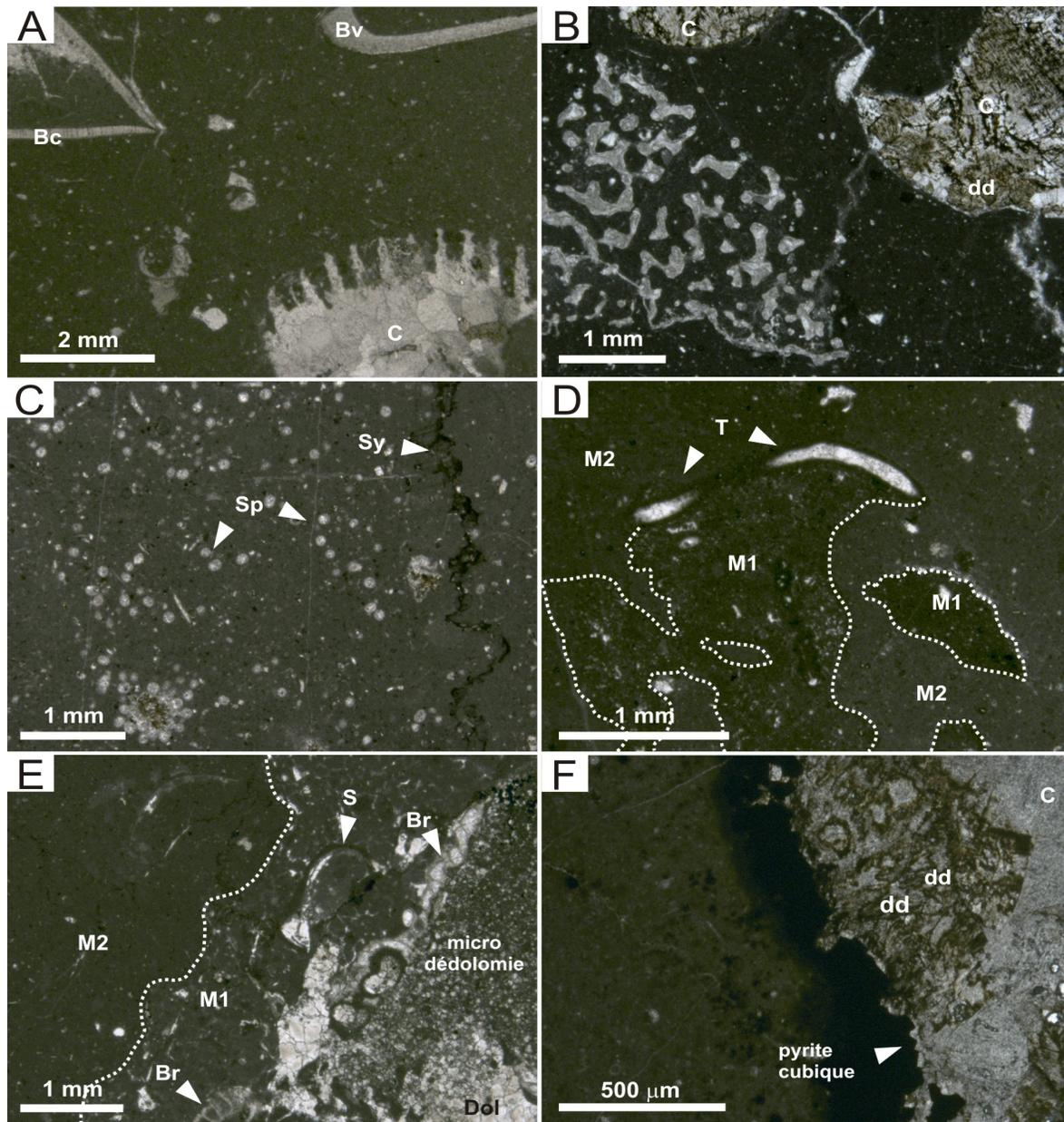


Planche 26 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès IV

(A) Le microfaciès AS6 est un wackestone riche en coraux scléactiniens *in situ*, en coquilles et fragments de coquilles de bivalves (Bv), de brachiopodes (Bc) et

(B) en fragments d'éponges calcaires Pharétronides. La majorité des squelettes de scléactiniens originellement aragonitiques sont pauvrement préservés. Ici les fragments de corallite (C) ont été affectés tardivement par une phase de dolomie baroque puis dédolomités (dd).

(C) En outre, les spicules d'éponges siliceuses remplacés par des microsparites sont abondants disséminés dans la matrice sédimentaire.

(D) Le faciès AS6 se distingue particulièrement par sa fabrique polymicritique. La phase M1 (automicrite) est une phase microcristalline sombre dessinant un labyrinthe aux bordures bien définies. La phase microcristalline M2, plus claire, occupe les espaces laissés libres par M1. Localement, M1 apparaît colonisée par des tubes de vers polychètes *Terebella* (T) ce qui implique son induration précoce.

(E) Les squelettes coralliens pauvrement préservés (ici phases tardives de dolomie baroque puis de dédolomitisation) montrent des évidences d'encroûtements par des bryzoaires (Br) et des tubes de vers polychètes serpulidés (S). La phase microcristalline M1 étroitement associée à cette faune épilithique montre des fantômes de spicules siliceux de spongiaires agencés en réseau mais leur degré de préservation est faible.

(F) Aux marges de certains fragments coralliens, une phase tardive de pyrite cubique précède la phase de dédolomitisation (dd).

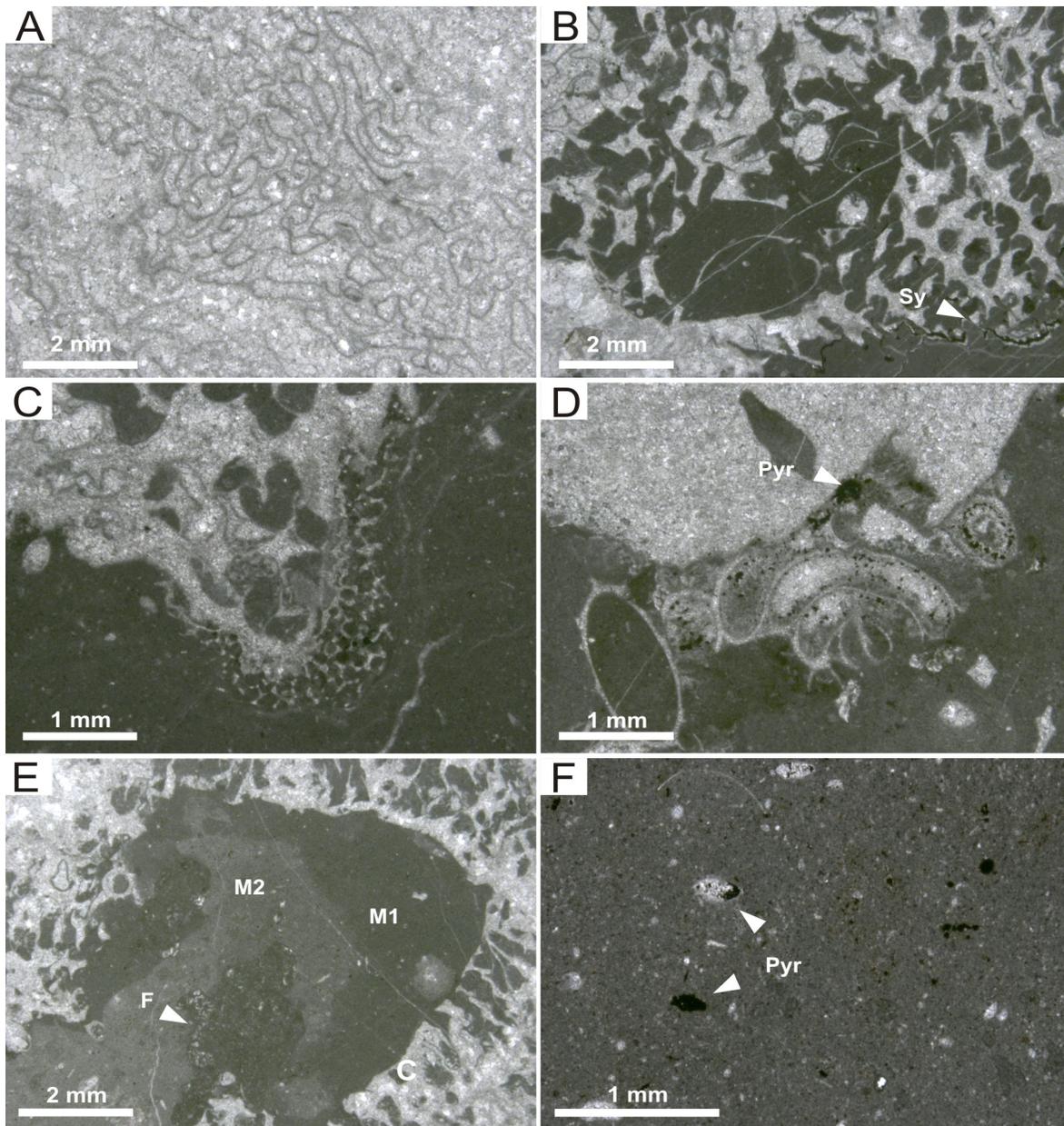


Planche 27 : Localité Jebel Assameur - microfaciès et biofaciès V

(A) Le microfaciès AS7 est un boundstone à coraux scléactiniens massifs. Les colonies à morphologie méandroïde sont les plus communes. Les murs originellement aragonitiques ont été totalement remplacés (inversion) par des cristaux de microsparite et de sparite.

(B) Les colonies coralliennes sont communément affectées par des bivalves lithophages qui créent des cavités intrasquelettiques pouvant atteindre plusieurs centimètres. Dans le cas présent, le bivalve est préservé *in situ*. Noter la présence d'un styloïte souligné par la concentration en minéraux insolubles.

(C) Les surfaces externes des colonies coralliennes sont colonisées par une faune épilitique diversifiée. Ici, un exemple d'encroûtement d'une éponge calcaire Pharétronide,

(D) et une colonie de vers polychètes serpulidés (S) dont les murs sont originellement aragonitiques.

(E) Les espaces cryptiques intra-squelettiques de ces colonies coralliennes massives sont parfois associés à une fabrique polymicritique. La phase microcristalline M1, noir foncé, à distribution labyrinthique, semble « attachée » aux squelettes coralliens. Noter la présence de petits foraminifères à loges multiples et test granulaire agglutiné en association étroite avec la phase microcristalline M1.

(F) Le microfaciès AS8 est un mudstone/wackestone pauvre en bioclastes. On note néanmoins la présence de fragments coquilliers et de bioclastes recristallisés dont l'origine reste indéterminable. La pyrite framboïdale est observée disséminée dans la matrice ou en remplacement partiel de petits bioclastes.

Pour les monticules exposés sur les flancs du Jebel Assameur N'Aït Fergane (localités Jebel Assameur et Aït Khojman), le faciès AS8 à granulométrie la plus fine vient recouvrir l'intervalle monticulaire (Planche 19B-C; 20A-B) sans variation latérale d'épaisseur significative. A l'inverse, dans la partie nord, le faciès AS8 est présent seulement dans les espaces inter-monticulaires laissant supposer que les géométries monticulaires (de taille modeste) existaient sur le fond marin au moment du dépôt. Dans les deux cas, le faciès AS8 témoigne d'un milieu de dépôt boueux, à faible énergie et marque un épisode d'approfondissement.

En revanche, les faciès AS2, AS3', AS6 et AS7 sont interprétés comme des faciès à coraux scléactiniens *in situ*. Le faciès AS2 se caractérise par son assemblage de coraux scléactiniens à squelettes graciles préservés en position de vie (Planche 21C-D) indiquant un milieu de dépôt à faible énergie. Le faciès AS3 (biodétritique) n'a pas été observé au Nord, sur les flancs du Jebel Taferdout. Son équivalent latéral, le faciès AS3' (Planche 20D), wackestone bioclastique, se distingue par l'excellente préservation des coquilles de bivalves lithiotidés du genre *Cochlearites* sp. préservées en position de vie. Ces bivalves à larges coquilles robustes, en forme de cuillère (Planche 20E), pouvant atteindre jusqu'à 40 cm de long, sont connus au Jurassique inférieur dans les régions téthysiennes et notamment dans le Haut-Atlas Central marocain. Ces organismes sessiles vivaient en position verticale, avec l'apex de leur coquille enfoui dans le sédiment boueux (Chinzei, 1982; Lee, 1983), dans un environnement intertidal à subtidal. Le faciès AS6 riche en coraux scléactiniens correspond à une association lâche de squelettes coralliens dendroïdes *in situ* dans une matrice sédimentaire microcristalline (Planche 22C). Enfin le faciès AS7, boundstone à coraux scléactiniens à squelettes massifs (Planche 22E; 27A), est un exemple classique de faciès récifal bioconstruit, formant de petites géométries positives sur le fond marin (Planche 22D).

4.3.4.3 Phénomènes de diagénèse

Les coraux scléactiniens et les coquilles de mollusques (*e.g.* Planche 23D-E; 27A) originellement aragonitiques ainsi que les spicules opalins d'éponges siliceuses (*e.g.* Planche 23E) ont une dissolution puis une réprécipitation concomitante en cristaux de

microsparite. Les cavités d'ombrelle (*e.g.* Planche 23F; 24C) le plus souvent associées à des coquilles de brachiopodes sont cimentées par de la microsparite riche en impuretés interprétée comme une phase de cimentation marine. Les cavités moldiques (*e.g.* gastéropodes, tubes de vers polychètes) ainsi que les cavités créées par l'action des bivalves lithophages (*e.g.* Planche 27B) sont parfois cimentées (Planche 23F; 25B) par ce ciment marin de microsparites riches en impuretés et/ou parfois remplies par une ou plusieurs générations de sédiment infiltré (Planche 23F). Lors de la diagénèse peu profonde, les fragments d'échinodermes ont subi le phénomène d'exsolution (*i.e.* la calcite à haut magnésium est remplacée par de la calcite à bas magnésium). La pyrite framboïdale est observée en remplacement de la matrice sédimentaire (Planche 27F) et/ou de certains bioclastes (crinoïdes, brachiopodes et bivalves). De plus, au sein du faciès AS3 seulement, on a pu observer de la microdolomie en remplacement de la matrice sédimentaire (Planche 25C). Enfin, même si les phases de diagénèse tardive ne font pas l'objet de ce travail, on peut néanmoins mentionner les effets de la compaction illustrés notamment par les ossicules d'échinodermes originellement circulaires déformés en ovoïdes (*e.g.* Planche 23A). L'ensemble des microfaciès monticulaires témoigne d'une phase tardive de dolomie baroque (extinction ondulante caractéristique) observée notamment en remplacement des mosaïques de sparite et de microsparite dans la porosité moldique des coraux scléactiniens (*e.g.* Planche 24E; 26E). Localement, en bordure des bioclastes, la pyrite cubique est parfois observée en remplacement de la dolomie baroque (*e.g.* Planche 26F). Il existe également une phase de stylolites obliques vis-à-vis de la stratification, soulignés par un enrichissement local en minéraux insolubles (Planche 26C; 27B). Enfin, les évènements diagénétiques les plus tardifs reconnus pour les faciès monticulaires du Jebel Assameur sont, d'une part, une phase de fracturation tardive qui a formé des veines en échelon remplies de sparite en mosaïque (Planche 23F) et d'autre part, une phase de dédolomitisation volumétriquement importante qui a affecté les différentes phases de dolomie (*e.g.* microdolomie, Planche 25C; 26E; dolomie baroque, Planche 26B).

4.3.4.4 Données géochimiques

Isotopes stables

Les résultats d'analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène réalisées sur un total de 43 échantillons de phases carbonatées sont présentés en annexe (Annexe A, Tableau 7) et résumés ci-dessous (Tableau 5).

Les données des isotopes stables du carbone et de l'oxygène mesurées sur les matrices M1, M2/M3 ainsi que sur les ciments marins (Cm) couvrent une large gamme de valeurs pour le $\delta^{18}\text{O}$ mais une étroite gamme de valeurs pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Tableau 5). Tout comme pour la localité de Foum Zidet, il a été possible de tracer le champ des valeurs isotopiques des calcites marines du Jurassique moyen en utilisant l'intervalle de 68 % de Veizer *et al.* (1999).

	Phase échantillonnée							
	Matrice (Automicrite, M1)		Matrice (Allomicrite, M2/M3)		Ciment marin (Cm)		Ciment tardif (Ct)	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
N	4		18		10		11	
Min	0.66	-5.14	0.02	-5.48	0.54	-5.97	0.53	-8.38
Max	2.7	-4.51	2.91	-3.10	3.11	-2.72	2.99	-4.97
Moy	1.81	-4.75	2.11	-4.83	2.27	-4.67	2.09	-6.36

Tableau 5 : Tableau récapitulatif des données d'isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les échantillons de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne. N représente le nombre d'échantillons analysés; Min, Max et Moy correspondent respectivement à la valeur minimale, la valeur maximale et la moyenne algébrique.

En détail, pour la localité Jebel Assameur, seuls deux échantillons tombent dans la boîte de la signature isotopique marine du Jurassique moyen (Figure 4-7). Pour tous les autres échantillons, toutes phases minérales confondues, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus négatives et dessinent un champ assez restreint de valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -3.8 ‰ et -

5.5 ‰ c'est-à-dire décalé d'environ -3 ‰ par rapport au champ des valeurs marines enregistrées pour le Dogger.

Pour les échantillons de matrice, il n'existe pas de signature isotopique de carbone et d'oxygène propre aux phases automicritiques. Leur signature isotopique est tout à fait comparable à celle mesurée pour les allomicrites et les ciments marins (microsparites riches en impuretés)/coquilles de brachiopodes indiquant donc qu'elles se sont formées en équilibre avec l'eau marine. La matrice M1 ne montre pas de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ appauvries ce qui écarte l'hypothèse d'une précipitation authigénique associée à l'oxydation du méthane. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatives allant jusqu'à -8 ‰ correspondent aux ciments tardifs (cristaux de sparite en mosaïque) en remplacement des murs de corallites de scléactiniens. Cependant il faut mentionner ici que le risque de mélange avec la dolomie baroque ou la dédolomie ne peut être exclu (*e.g.* Planche 24E; 26F). La tendance (symbolisée par les flèches pointillées en bleu) observée depuis les ciments marins jusqu'aux ciments de sparite en mosaïque témoigne d'une signature marine, d'une signature marine altérée (dans des conditions d'enfouissement peu profond) puis de l'influence d'un enfouissement progressif.

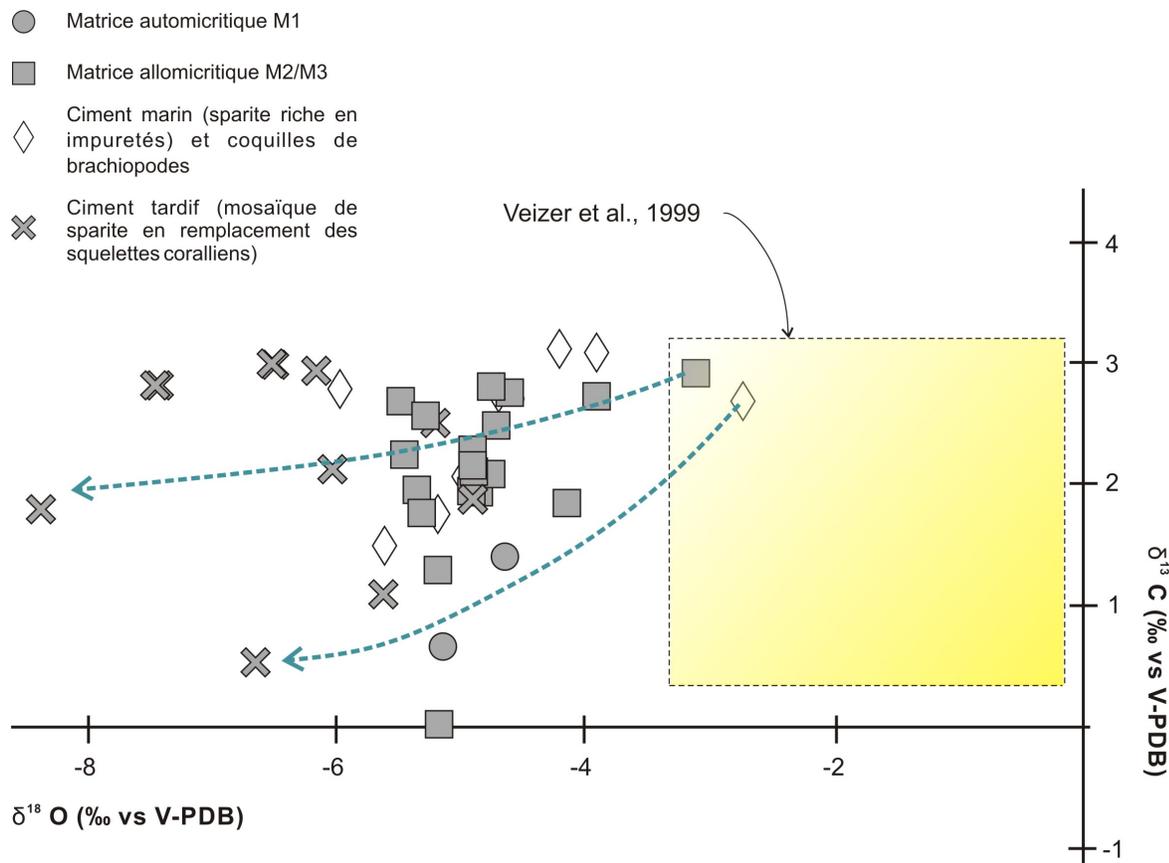


Figure 4-7 : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone réalisées sur les échantillons de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). La boîte (en pointillés) correspond à 68 % des valeurs de calcites marines des eaux jurassiques (d'après Veizer *et al.*, 1999).

Terres rares

Les résultats d'analyses des terres rares réalisées sur un total de 12 échantillons sont présentés en annexe (Annexe B, Tableau 8). De ces analyses, il a été possible d'isoler quatre patrons de distribution des terres rares associés aux différentes phases identifiées en lames minces.

Le patron 1 (Figure 4-8A) est convexe et il est associé à un léger enrichissement en terres rares intermédiaires. Ce patron est associé aux matrices automicritiques M1. Il montre une très légère anomalie positive en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,29$) et aussi une anomalie négative en cérium ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,81$).

Le patron 2 (Figure 4-8B) est convexe et il est associé à un léger enrichissement en terres rares intermédiaires. Ce patron correspond aux matrices allomicritiques M2/M3. Il présente une anomalie négative en cérium ($Ce/Ce^*=0,76$) et une anomalie positive en europium ($Eu/Eu^*=1,19$) et en yttrium ($Y/Ho=42,7$).

Le patron 3 (Figure 4-8C) est convexe. Il est associé aux échantillons de ciment marin (microsparites riches en impuretés) et/ou de coquilles de brachiopodes. Il est similaire au patron associé aux échantillons de matrices allomicritiques avec une légère anomalie négative de cérium ($Ce/Ce^*=0,75$), des anomalies positives en europium ($Eu/Eu^*=1,41$) et en yttrium ($Y/Ho=48,3$).

Le patron 4 (Figure 4-8D) a une forme convexe très prononcée. Il est associé aux échantillons de ciments tardifs (ciment de sparite en remplacement des squelettes coralliens originellement aragonitiques). Néanmoins, rappelons ici le risque important de mélange avec la dolomie baroque ou la dédolomie (e.g. Planche 24E; 26F). Ce patron partage avec les autres la même légère anomalie négative de cérium ($Ce/Ce^*=0,70$). En revanche, il se distingue par sa concentration en terres rares très faible et par de fortes anomalies positives en europium ($Eu/Eu^*=3,99$) et yttrium ($Y/Ho=62,4$).

Tous les patrons de distribution des terres rares de la localité Jebel Assameur montrent la même légère anomalie négative en cérium (en moyenne $Ce/Ce^*=0,76$) caractéristique des eaux marines (McLennan, 1989). Les patrons de distribution des matrices (automicritiques et allomicritiques) ainsi que le patron associé aux échantillons de ciments marins et de coquilles de brachiopodes partagent un ratio intermédiaire de Y/Ho (43-48) et un léger enrichissement en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*_{(moyenne)}=1,68$) ce qui leur confère une allure faiblement convexe. De plus, les faibles anomalies positives d'europium mesurées pour ces trois patrons (Figure 4-8A-C) sont semblables à celles observées pour les échantillons de la localité Foum Zidet et pourraient s'expliquer par l'influence des argiles lors du phénomène d'illitisation (Uysal et Golding, 2003). Il n'existe aucune différence significative dans les patrons de distribution des terres rares permettant de séparer les automicrites des allomicrites. En revanche, le patron associé aux ciments tardifs se distingue par une anomalie positive d'europium bien

marquée, un enrichissement prononcé en terres rares intermédiaires ($MREE/MREE^*=4,58$), et un enrichissement en terres rares légères ($HREE/LREE=0,51$) lui conférant une pente négative. L'anomalie positive d'euporium ($Eu/Eu^*=3,99$) enregistrée pour la phase de ciment tardif est, quant à elle, vraisemblablement le résultat de l'interaction avec des fluides hydrothermaux réducteurs ayant circulé lors de la diagenèse d'enfouissement (McLennan, 1989; Bau, 1991).

Valeurs des Terres Rares normalisées aux shales post archéennes australiennes (PAAS; Échelle logarithmique)

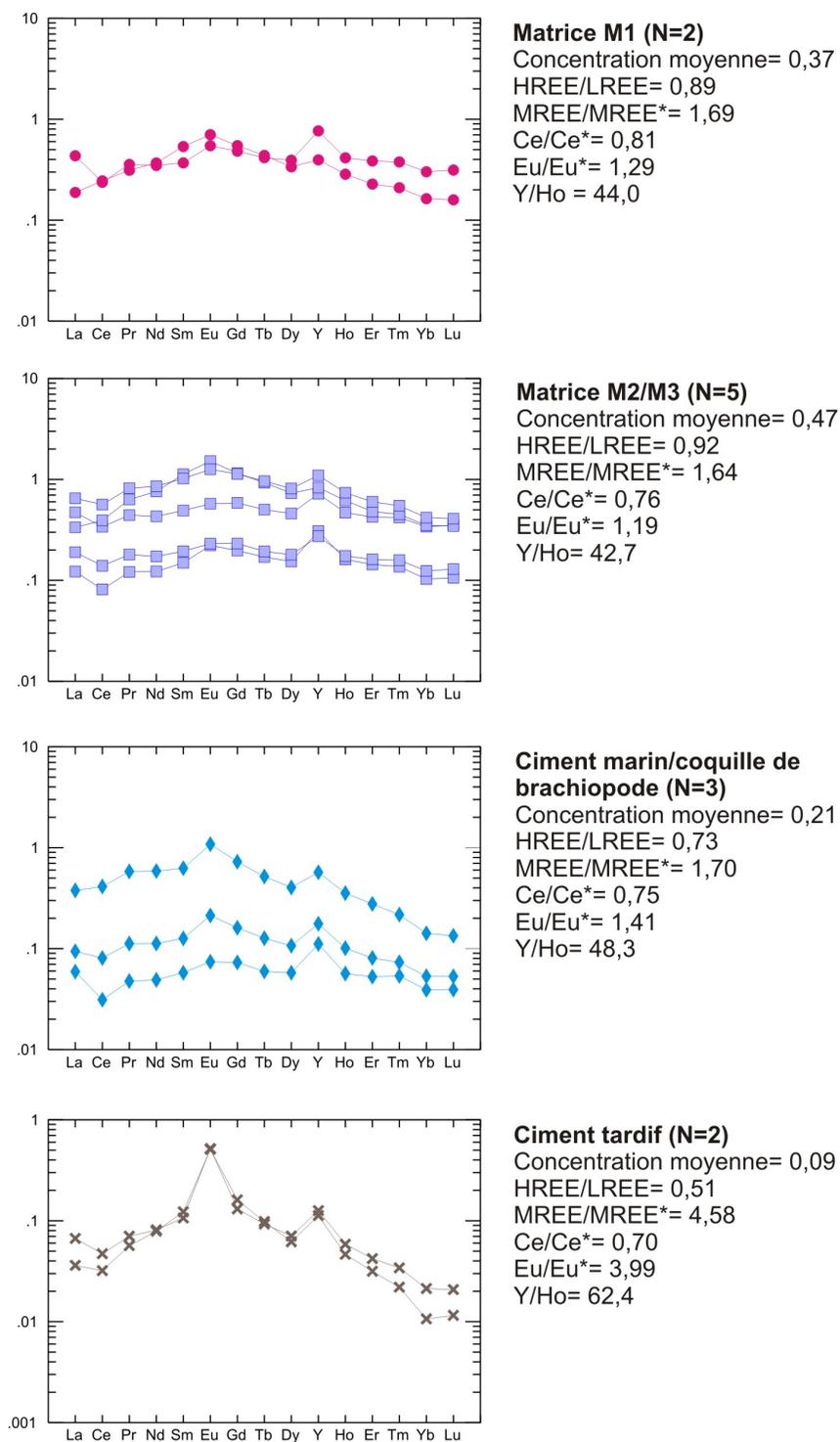


Figure 4-8 : Patrons de distribution des terres rares pour les matrices M1 et M2/M3, les ciments marins/coquilles de brachiopodes et les ciments tardifs échantillonnés pour la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Jurassique moyen). Les paramètres calculés pour décrire ces patrons sont adaptés de Haley *et al.* (2004).

4.3.5 Interprétations

4.3.5.1 Processus sédimentaires

Pour la localité Jebel Assameur, l'intervalle monticulaire correspond à une mosaïque de macrofaciès dont la plupart sont riches en coraux et fragments de coraux scléactiniens (Planche 19C; 20B,D). Les sédiments post-monticules suivent la morphologie de l'intervalle monticulaire et ne montrent pas de variation significative de leur épaisseur (*e.g.* Planche 20A). Cette observation implique qu'au moins une partie de la morphologie monticulaire doit être secondaire (post-dépôt). Ces monticules carbonatés se sont formés en milieu marin peu profond, dans la zone photique, comme l'indique la présence des coraux scléactiniens diversifiés et des algues vertes calcaires (Planche 23B). Parmi les faciès riches en coraux scléactiniens *in situ*, le faciès AS7 à coraux scléactiniens massifs est le seul à développer des morphologies monticulaires bioconstruites (Planche 22D). A l'affleurement, la présence d'un faciès de démantèlement (faciès AS5) aux bordures des structures monticulaires formées par le faciès AS7 corrobore l'existence d'un relief bioconstruit sur le fond marin (*e.g.* Planche 19C; 20B). De plus, ce faciès bioconstruit (faciès AS7) et les faciès issus du démantèlement de ces faciès récifaux (*e.g.* faciès AS1; AS5) sont soumis à une intense biorésion à l'échelle macroscopique illustrée par l'action des organismes bioforeurs tels que les bivalves lithophages (Planche 23F; 27B) ou les éponges excavatrices de type *Aka* sp. (Planche 23E). Cela complète donc l'image d'une structure récifale classique dont l'accrétion est contrôlée par la biominéralisation et qui est sujette à la destruction par abrasion mécanique et macrobiorésion. Le faciès AS 2 est également dominé par la biominéralisation mais les coraux scléactiniens à squelette fragile ne sont pas en mesure de construire une charpente rigide et robuste. Le faciès AS2 forme quant à lui de petits bancs calcaires fins (Planche 21C). Associée aux coraux scléactiniens, la présence d'une communauté diversifiée d'encroûteurs comprenant les vers polychètes, les foraminifères (dont les représentants de la famille des Ammodiscidae; *Tolypamma* sp?), les bryozoaires, les éponges calcaires Pharétronides et les éponges siliceuses calcifiées consolide quelque peu les colonies coralliennes mais ne suffit pas à édifier une trame récifale. Pour le faciès AS2, l'accrétion *via* biominéralisation n'est pas suffisante pour

former une morphologie positive que ce soit un monticule ou même un bioherme. Pour les faciès riches en coraux scléactiniens *in situ* AS2 et AS7, la signature isotopique des phases micritiques (M1 et M2/M3) n'est pas différente de celles des phases de ciment marin et/ou coquille de brachiopode ce qui semble indiquer qu'elles ont précipité en équilibre avec l'eau marine. De plus, l'absence de fractionnement d'origine biologique (effet vital) ou diagénétique ainsi que l'absence de toute structure squelettique d'origine microbienne (tubes, bâtonnets) excluent donc la contribution d'une biominéralisation microbienne.

4.3.5.2 Processus diagénétiques

Au sein des faciès AS2 et AS6, on n'observe pas de cavités de croissance ou de cavités structurales cimentées entre les colonies coralliennes et l'espace laissé libre entre elles est rempli par du sédiment infiltré (Planche 24A; 26A). La cimentation marine n'occupe qu'une très faible proportion des phases cimentées et correspond aux ciments de microsparites impures en remplissage des cavités d'ombrelle de brachiopodes (Planche 24C). Dans le cas du faciès AS6 à coraux dendroïdes *in situ*, la biominéralisation est représentée par les squelettes coralliens et les organismes squelettiques encroûtants mais ne suffit pas pour expliquer l'accrétion verticale de ce faciès. Le faciès AS6 riche en coraux scléactiniens *in situ* correspond à une association lâche de squelettes coralliens dendroïdes dans une matrice sédimentaire microcristalline (Planche 22C). Ce faciès peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (Planche 19C ; 20B,D) mais le mécanisme d'accrétion n'est pas visible à l'échelle macroscopique. Les squelettes coralliens sont abondants avec leurs structures internes faiblement préservées en raison de la recristallisation de la calcite (Planche 26A-B). Entre les squelettes, dans l'espace cryptique, deux générations de micrite sont présentes dessinant une fabrique polymicritique *sensu* Lees & Miller (1985). La calcification par organominéralisation de la phase M1 est mise en évidence par sa nature labyrinthique et la présence de tubes de polychètes (Planche 26D) et de bryozoaires (Planche 26E) en encroûtement qui implique la lithification préalable de la micrite. La présence d'une relique (pauvrement préservée) de squelette spiculaire (Planche 26E) est cohérente avec une précipitation authigène liée avec la dégradation des tissus mous d'éponges siliceuses (Neuweiler *et al.*, 2009). Cette calcification *via* organominéralisation s'est produite très précocement, dans un milieu suboxique, fournissant un substrat dur pour

les communautés épibenthiques et un réseau de cavités pour le sédiment infiltré (Planche 26D). Dans le cas du faciès AS7, même si la biominéralisation est le mécanisme d'accrétion principal, les conditions micro-environnementales de milieux restreints (absence de lumière, conditions suboxiques) associées aux espaces cryptiques (*e.g.* les cavités intra squelettique) semblent avoir favorisé localement la réaction d'organominéralisation (Planche 27E) et donc la précipitation authigène de micrite (*i.e.* automicrite M1). De plus, pour le faciès AS7, malgré l'existence de cavités inter- et intra-squelettiques (*e.g.* Planche 27E) ou de cavités formées par l'activité des bivalves lithophages (Planche 27A), la cimentation marine est absente.

4.3.5.3 Modes d'accrétion

Au total, trois faciès riches en coraux scléractiniens *in situ* présentent un potentiel d'accrétion. Pour les faciès AS2 et AS7, l'accrétion des monticules à coraux du Jebel Assameur est d'abord contrôlée par des facteurs biologiques, avec l'aspect constructif de la biominéralisation (squelettogénèse et encroûtements) et l'aspect destructif de la bioérosion (perforations et excavations) tous deux typiques des structures récifales classiques. Seul le faciès AS7 développe des morphologies monticulaires bioconstruites (Planche 22D), les coraux graciles typiques du faciès AS2 (Planche 21C) n'étant pas capable de construire une charpente rigide solide. Dans le cas du faciès AS7, les phénomènes de biominéralisation et l'organominéralisation se conjuguent puisque dans les espaces cryptiques des faciès récifaux, les conditions microenvironnementales adéquates semblent avoir été réunies pour former une fabrique polymicritique (Planche 27E). Enfin, le phénomène de cimentation est négligeable, même au sein du faciès récifal (AS7) de la localité Jebel Assameur.

En revanche pour le faciès AS6, la majeure partie de la géométrie monticulaire est d'origine diagénétique puisque l'organominéralisation explique l'accrétion des faciès riches en coraux dendroïdes. La cimentation marine reste ici aussi de faible importance.

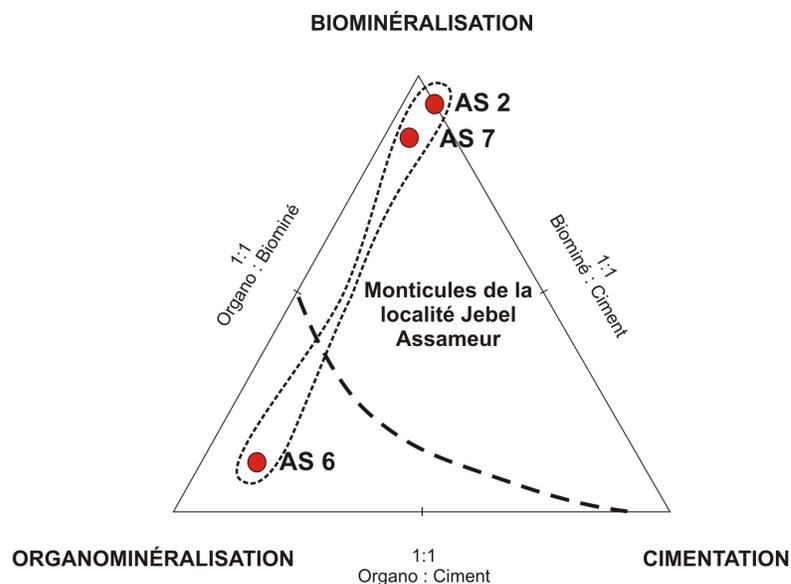


Figure 4-9 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrique *in situ* des faciès des monticules de la localité Jebel Assameur (Formation Tazigzaout, Bajocien supérieur).

La différence de géométrie observée entre les monticules, au Sud, affleurant sur les flancs du Jebel Assameur N'ait Fergane (Planche 19B; 20A) et ceux affleurant sur les flancs du Jebel Taférdout (Planche 18J; 20C) n'est pas cohérente avec l'hypothèse d'un atoll (Stanley, 1981; Warne, 1989). Au Sud, les morphologies monticulaires d'épaisseur plurimétrique associées au faciès AS6 sont recouvertes, à la manière d'un drapage d'épaisseur constante, par les faciès post-monticulaires (Planche 19B-C) corroborant leur origine diagénétique. En revanche, au Nord (Sous- Loc. Bou Oungert) le faciès AS6 et AS7 forment tous deux de petites morphologies monticulaires (d'échelle métrique) formées sur le fond marin (Planche 20C-D) comme en témoigne le recouvrement en onlap des faciès post-monticulaires. Cette répartition spatiale inhomogène des monticules carbonatés et leur variabilité en termes de mode d'accrétion plaide plutôt en faveur d'un modèle de rampe *versus* un atoll.

Chapitre 5 - Monticules carbonatés Modernes : exemple des monticules à coraux d'eaux profondes et froides, Océan Atlantique Est

Les coraux d'eaux froides sont connus depuis près de 250 ans (Roberts *et al.*, 2009) mais c'est seulement depuis les vingt dernières années qu'ils font l'objet de travaux de recherche accrus et ce, à l'échelle internationale. Les progrès techniques liés à l'imagerie de subsurface, aux forages en environnements marins profonds et surtout des submersibles habités ou non (*e.g.* ROV, YAGO) ont permis de faire des avancées considérables dans la connaissance de ces milieux océaniques profonds (Gage et Bett, 2007). Ils se rencontrent sur les plateaux continentaux, les pentes, les canyons sous-marins ou sur les flancs de monts sous-marins et peuvent former des colonies isolées, des petits récifs épars (ou « patch reefs ») ou encore des monticules carbonatés géants (Roberts *et al.*, 2006). Ces écosystèmes coralliens des profondeurs sont principalement formés par une association de différents cnidaires (scléactiniens, octocoraux, antipatharia et hydrocoralliaires) qui, même s'ils ne sont pas tous capables d'édifier des charpentes rigides, fournissent des habitats tridimensionnels complexes pour une méiofaune (*e.g.* polychètes, bryozoaires, copépodes, éponges, bivalves, foraminifères) et une macrofaune (*e.g.* poissons, crustacés) hautement diversifiées (Freiwald, 2002; Roberts *et al.*, 2006; Roberts *et al.*, 2009).

Les écosystèmes à coraux d'eaux froides sont présents en grand nombre sur les marges continentales Nord-Est de l'océan Atlantique et jouent un rôle important dans le budget global des carbonates (Roberts *et al.*, 2006; Roberts *et al.*, 2009; Frank *et al.*, 2011). Au Nord, au large de la Norvège, la présence de grands monticules à *Lophelia pertusa* (souvent désignés comme étant des récifs à *Lophelia pertusa*) est bien documentée (Hovland *et al.*, 1997; Freiwald *et al.*, 1999; Freiwald *et al.*, 2002; Hovland *et al.*, 2002). Ailleurs dans l'océan Atlantique Nord, des monticules à coraux d'eaux froides de taille plus modeste sont également présents notamment sur la marge irlandaise (Hovland *et al.*, 1994; Henriot *et al.*, 1998; De Mol *et al.*, 2002; Huvenne *et al.*, 2002; Huvenne *et al.*, 2003; Kenyon *et al.*, 2003; Van Weering *et al.*, 2003), dans le Golfe de Gascogne (Reveillaud *et al.*, 2008; De Mol *et al.*, 2011), au large de la marge portugaise (Tyler *et al.*, 2009), au

sommet du banc de Galice (Duineveld *et al.*, 2004) ainsi que dans la mer Méditerranée (Taviani *et al.*, 2005; Orejas *et al.*, 2009; McCulloch *et al.*, 2010). Plus au Sud, de grands monticules à coraux ont aussi été documentés le long de la marge africaine et notamment au large des côtes de la Mauritanie (Colman *et al.*, 2005).

Surprenant de par leur étendue, leur abondance et la biodiversité qui leur sont associées, les coraux d'eaux profondes et froides soulèvent de nombreuses questions et notamment : quels sont les facteurs environnementaux et sédimentaires qui contrôlent leur développement (origine, croissance et déclin), quelle est leur fragilité/résistance aux variations climatiques présentes (moniteur du réchauffement climatique et de l'acidification des océans) et passées (archives paléoclimatiques), peuvent-ils être considérés comme des niches de biodiversité et/ou des sites potentiels de spéciation ?

5.1 Golfe de Cadiz et secteur d'El Arraiche

5.1.1 Localisation

La zone d'étude est située au Nord-Ouest de la marge continentale marocaine (Figure 5-1), au large de la ville d'El Arraiche (Maroc). Redécouvert lors d'une campagne océanographique d'exploration à bord du N.O Belgica en 2002, le secteur d'El Arraiche ou « El Arraiche mud volcano field » *sensu* Van Rensbergen *et al.* (2005) compte jusqu'à neuf volcans de boue sous-marins géants (Al Idrissi, Gemini et Mercator en sont des exemples) et se distingue par la présence d'importants suintements de gaz (Baraza et Ercilla, 1996; Pinheiro *et al.*, 2003; Van Rensbergen *et al.*, 2005; Foubert *et al.*, 2008). Dans cette zone, structurée par deux rides principales orientées NW/SE (les rides de Vernadski et de Renard), de nombreuses structures monticulaires, aussi bien des volcans de boue géants que des monticules carbonatés à coraux d'eaux froides, ont été documentées (Van Rensbergen *et al.*, 2005; Foubert *et al.*, 2008).

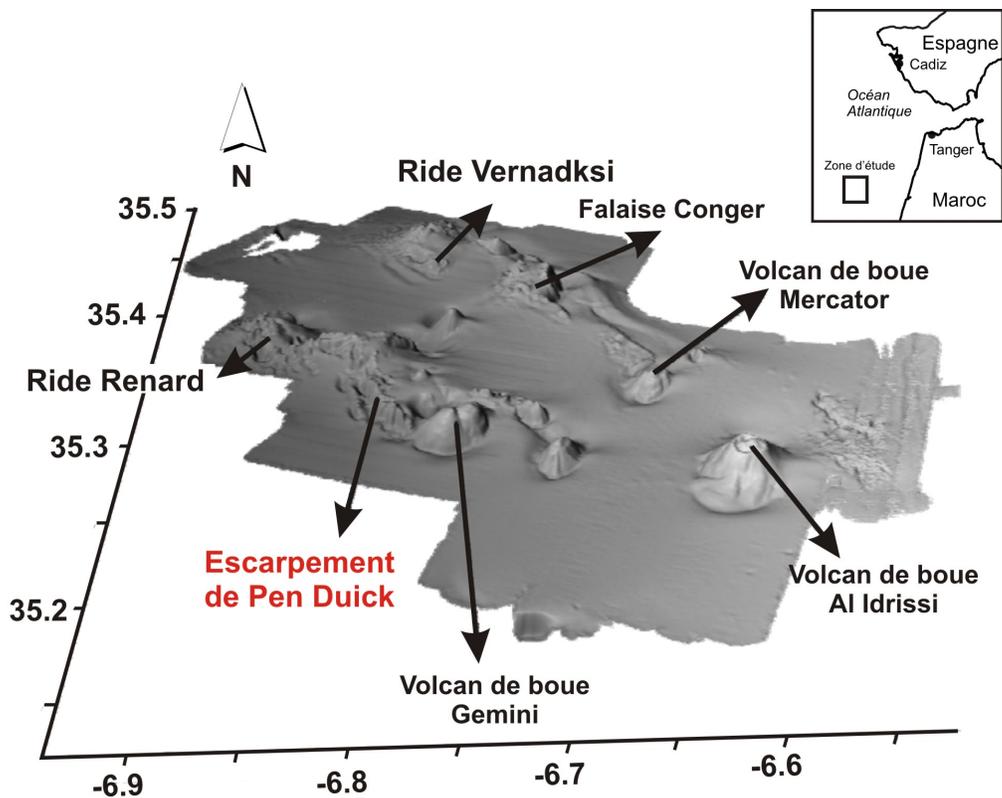


Figure 5-1 : Carte de localisation du secteur d'El Arraiche, situé à 35 kilomètres au large des côtes marocaines. Le dégradé de gris indique la profondeur d'eau, le gris clair représentant la tranche d'eau la plus faible. L'escarpement de Pen Duick se trouve à une profondeur d'eau moyenne d'environ 600 mètres (modifié d'après Foubert *et al.* (2008)).

5.1.2 Contexte géologique

Le Golfe de Cadix, situé à l'Ouest du delta de Gibraltar, est bordé, au Nord, par la Péninsule Ibérique et, au Sud, par le Maroc. Le contexte géologique du Golfe de Cadix est complexe et reste sujet à débats jusqu'à ce jour. Cette zone est caractérisée par la présence d'un biseau d'accrétion formé par le mouvement vers l'Ouest de l'Arc de Gibraltar associé aux chaînes Bétique et Rifaine lors du Miocène moyen. L'Arc de Gibraltar correspond à la limite occidentale du système alpin-méditerranéen. En réponse à une augmentation de la subsidence, un grand complexe d'olistostromes s'est mis en place à la fin du Miocène supérieur (Maldonado *et al.*, 1999). Depuis le début du Cénozoïque, la convergence de l'Afrique et de l'Eurasie s'accompagne d'un régime tectonique en compression et en transpression qui a réactivé de nombreux systèmes de failles normales, ayant pour conséquence un diapirisme important au Tortornien, dans le Nord du Golfe de Cadix (Maldonado *et al.*, 1989; Maldonado *et al.*, 1999).

5.1.3 Contexte océanographique (hydrographique)

La circulation océanique actuelle dans le Golfe de Cadiz est contrôlée par les échanges, au niveau du détroit de Gibraltar, des eaux atlantiques superficielles, turbulentes et fraîches entrant dans la Méditerranée (« Atlantic Inflow » ou « AI ») et les eaux méditerranéennes profondes, chaudes et à salinité élevée sortante (« Mediterranean Outflow Water » ou « MOW »). Il existe de nombreux travaux détaillés concernant l'étude du contexte océanographique du Golfe de Cadiz (Ochoa et Bray, 1991; Baringer et Price, 1999; Hernandez-Molina *et al.*, 2006). Pour le secteur du volcan de boue d'Al Idrissi et l'Escarpement de Pen Duick en particulier, les éléments principaux à prendre en considération sont les suivants :

- le secteur est fortement influencé par les eaux nord atlantiques profondes (« NACW ») dont les températures sont comprises entre 11 et 16 °C et les salinités entre 35.6 et 36.5 psu ou « practical salinity unit » (Foubert *et al.*, 2008);
- l'influence des eaux méditerranéennes sortantes (« MOW ») sous la forme de « meddies » c'est-à-dire des anomalies positives correspondant à des tourbillons d'eaux salées et chaudes qui plongent au niveau du détroit de Gibraltar (Bower *et al.*, 1995), ne peut être complètement exclue (Carton *et al.*, 2002; Ambar *et al.*, 2008) (Carton *et al.*, 2002; Ambar *et al.*, 2008);
- les mesures des conditions de fond sur des durées prolongées grâce aux dispositifs « BOBO landers » (Van Weering *et al.*, 2000) ont permis de montrer que l'effet des vagues internes et des courants tidaux est relativement faible dans ce secteur (Mienis *et al.*, 2007a).

5.1.4 Le champ de volcans de boue d'El Arraiche

Le secteur d'El Arraiche est, quant à lui, situé à 35 kilomètres au Nord-Ouest des côtes marocaines (Figure 5-1), au sommet du biseau d'accrétion du Golfe de Cadiz. Contrairement à la partie principale du Golfe de Cadiz, la zone est caractérisée par un régime tectonique extensif qui s'exprime notamment par de grands blocs basculés bordés par des failles listriques (Flinch, 1993). Ces blocs basculés s'expriment sur le fond marin comme deux rides subparallèles (rides Renard et Vernadski, Figure 5-1), aux bordures fortement escarpées par la présence de failles. Pour la plupart des monticules, la surface

exposée est recouverte de coraux morts (dominée par l'espèce *Lophelia pertusa*) regroupés en petites zones (ou bandes) bien circonscrites.

5.2 Monticules carbonatés du secteur de l'Escarpe de Pen Duick

5.2.1 Localisation

Les monticules carbonatés qui nous intéressent sont présents le long de l'Escarpe de Pen Duick qui borde la ride de Renard (Figure 5-1; Figure 5-2). Les surveillances vidéos réalisées dans ce secteur au cours des campagnes océanographiques successives ont permis d'observer qu'aucun de ces monticules n'est complètement recouvert d'une faune corallienne vivante (Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011).

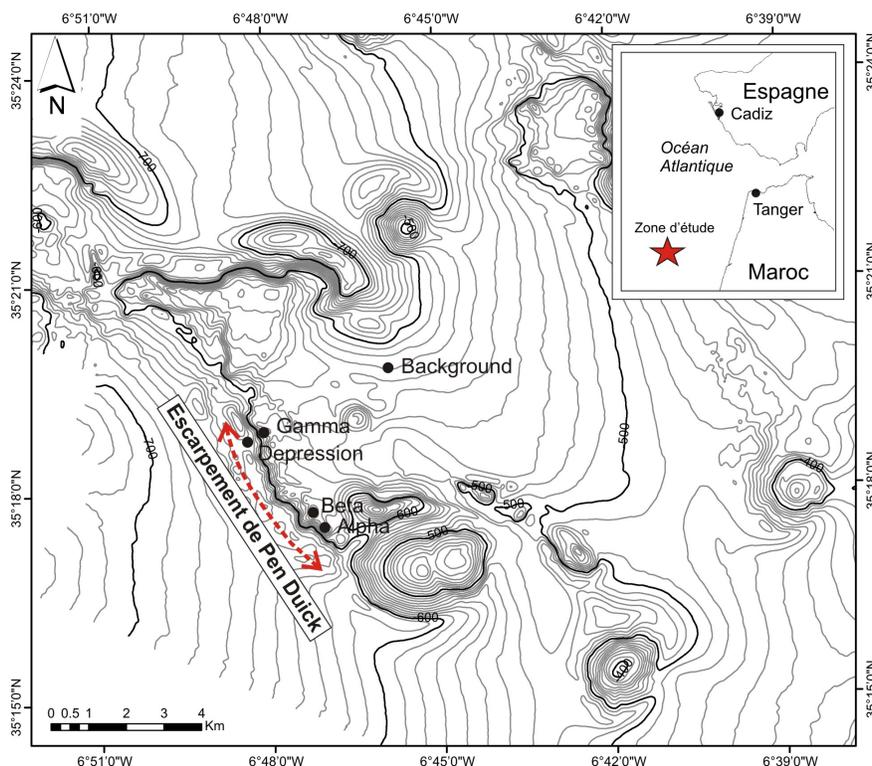


Figure 5-2 : Carte de localisation détaillée du secteur de l'Escarpe de Pen Duick, au large d'Al Arraiche (Maroc) et position des principaux monticules carbonatés à coraux d'eaux froides mentionnés dans le cadre de ce travail (source : Lies De Mol, d'après Van Rensbergen *et al.* (2005)).

5.2.2 Contexte géologique

Les premières datations U/Th réalisées sur des squelettes coralliens aragonitiques, prélevés lors de carottage à 10 et 50 cm de profondeur, ont données des âges de 290 ± 20 ka et 320 ± 36 ka (Foubert *et al.*, 2008). Des datations U/Th plus récentes, portant sur les monticules Alpha, Beta et Gamma (De Mol *et al.*, 2010), ont été réalisées sur des fragments de *Lophelia pertusa* et ont donné des âges bien inférieurs, compris entre 11.6 ± 0.3 ka et 40.9 ± 0.7 ka. Les datations réalisées sur des fragments de *Dendrophyllia* ont livré des âges différents, compris entre 0.16 ± 0.08 ka et 7.1 ± 0.4 ka (De Mol, communication personnelle 2010).

Les événements tectono-sédimentaires clés reconnus pour le secteur de l'Escarpement de Pen Duick ont été (re)-définis par Van Rooij *et al.* (2011) et sont les suivants :

- Séquence U1 (Van Rooij *et al.*, 2011) : Soulèvement au Mio-Pliocène dans un contexte tectonique extensif (distensif) qui s'est fait progressivement car aucune discontinuité majeure n'a été enregistrée
- Séquence U2 (Van Rooij *et al.*, 2011): Au Pliocène supérieur (« Upper Pliocene revolution » marquée par une chute eustatique), l'installation d'un courant de fond stable qui interagit avec la morphologie « juvénile » de l'Escarpement de Pen Duick pour créer une zone dépressionnaire en avant de la falaise. C'est à cette même période que l'activité du volcan de boue géant d'El Arraiche aurait débuté.
- Séquence U3 (Van Rooij *et al.*, 2011): Une réduction significative du courant de fond est vraisemblablement liée au remplissage de la dépression par des dépôts gravitaires ayant pour origine la pente abrupte de l'Escarpement de Pen Duick. Cette séquence sédimentaire semble marquer la fin du soulèvement et l'installation de glaciations globales marquées par l'apport majeur de particules terrigènes grossières. Elle correspond au début du Quaternaire à environ 1.8 Ma.

- Séquence U4 (Van Rooij *et al.*, 2011) : Les sédiments les plus récents progradent sur la zone en dépression, ce qui semble indiquer une nouvelle intensification du courant de fond, en accord avec la période du Pleistocène moyen (« Middle Pleistocene revolution »).

5.2.3 Géométrie et architecture de dépôt

L'Escarpement de Pen Duick est une falaise bordée par une faille le long de laquelle se trouve une série de structures monticulaires allongées, isolées ou rassemblées en petits groupes. Jusqu'à présent, quinze structures monticulaires ont été recensées (Foubert *et al.*, 2008). Elles sont présentes à des profondeurs d'eaux comprises entre 500 et 600 m et peuvent atteindre jusqu'à 60 mètres de hauteur. Ces monticules, de morphologie conique à allongée, ont une longueur moyenne d'environ 500 m et sont étirés dans la direction NW-SE. Les données sismiques de haute résolution acquises dans le secteur de Pen Duick n'ont révélé aucune structure interne au sein des monticules et n'ont également pas permis de visualiser la base des monticules (Van Rensbergen *et al.*, 2005; Foubert *et al.*, 2008). Contrairement aux quatre localités phanérozoïques étudiées dans les chapitres précédents, nous n'avons donc pas de représentation graphique de la géométrie et de l'architecture interne des monticules carbonatés du secteur de Pen Duick.

5.2.3.1 Monticule Gamma

Le monticule Gamma (Figure 5-2) correspond au monticule situé le plus au Nord du secteur de Pen Duick. Il présente une morphologie conique avec un sommet situé à 553 m en dessous du niveau de la mer (ou « bsl » pour « below sea level ») et les valeurs moyennes de pente de ses flancs sont comprises entre 7 et 10 degrés. Son diamètre est d'environ 300 m et sa hauteur moyenne est de 15 mètres (Van Rooij *et al.*, 2011). Lors de la campagne MD169, la carotte MD08-3219G, pour laquelle nous avons eu un accès exclusif, a été prélevée sur le flanc ouest de ce monticule. Deux autres carottages par gravité ont été réalisés (MD08-3220G et 3221G) et ont fait l'objet de prélèvements et d'analyses par les différents membres du projet « MiCROSYSTEMS » : géologues, géochimistes et géo-microbiologistes (Pirlet *et al.*, 2011; Van Rooij *et al.*, 2011). Lors de la

campagne du Belgica 09/14b (GENESIS 2 « Pen Duick »), une « box core » (B09-1405-BC) a quant à elle été prélevée au niveau du sommet de Gamma.

5.2.3.2 Monticule Beta

Le monticule Beta se situe à seulement 300 mètres du Monticule Alpha (Figure 5-2). Il se caractérise par un sommet double culminant à 528 m et 526 m (bsl). Le monticule Beta a une hauteur estimée de 20 mètres et la pente moyenne de ses flancs est d'environ 5 à 8 degrés. Orienté N-S, ce monticule a une longueur de 450 m et une largeur de 300 m. Deux carottes (MD08-3215G et 3214G) ont été prélevées (campagne MD169) au niveau du sommet situé le plus au Nord. Ces carottes ont également été traitées par les équipes membres de « MiCROSYSTEMS » (De Mol *et al.*, 2010; Maignien *et al.*, 2010; Templer *et al.*, 2011; Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). Lors de la campagne Belgica 09/14b (GENESIS 2 «Pen Duick»), quatre carottes (B09-1401BC; 1402BC; 1403BC et 1404BC) ont été prélevées pour le monticule Beta (Annexe 1) dont une sur le flanc nord (B09-1402-BC), une dans la zone en dépression entre les deux sommets (B09-1401-BC) et la dernière au niveau du sommet situé le plus au Sud (B09-1404-BC). Pour ce travail de doctorat, nous avons eu accès à trois d'entre elles (B09-1401BC; 1402BC et 1404BC).

5.2.3.3 Monticule Alpha

Le monticule Alpha est le monticule situé le plus au Sud du secteur de Pen Duick (Figure 5-2). Son sommet se situe à 542 m au-dessus du niveau de la mer. Sa morphologie consiste en une ride allongée de 350 m de long ayant la même orientation que l'Escarpement de Pen Duick. Les pentes les plus abruptes sont situées sur les flancs SW et NE et atteignent en moyenne 15°. La hauteur minimale de ce monticule a été estimée à environ 15 mètres. Deux carottes gravitaires ou « gravity cores » (MD08-3216 G et 18G) ont été prélevées au niveau du sommet d'Alpha lors de la campagne MD169 et analysées par les équipes membres de « MiCROSYSTEMS » (De Mol *et al.*, 2010; Maignien *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2010; Templer *et al.*, 2011; Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). Lors de la campagne Belgica 09/14b (GENESIS 2 « Pen Duick », quatre « box-cores » ont été prélevées au niveau du sommet d'Alpha (Annexe 1). Pour ce travail, nous avons eu accès à deux d'entre elles (B09-1406-BC et 1408-BC).

5.2.3.4 Environnements péri-monticules

Les carottes sédimentaires prélevées dans les sédiments péri-monticulaires, au niveau du site Background (Figure 5-2), se composent de débris de coraux bien préservés (surtout *Lophelia pertusa* et *Desmophyllum dianthus*) dans une matrice silteuse-argileuse de couleur beige à brun clair (Maignien *et al.*, 2010; Van Rooij *et al.*, 2011). En profondeur, le sédiment est souvent plus homogène et de teinte gris à gris foncé. Localement, de petites poches de sable grossier mal trié sont présentes. La concentration en sulfate diminue avec la profondeur pour atteindre des valeurs nulles ou indétectables entre 9 et 15 mètres de profondeur selon la localité. La zone de transition sulfate/méthane (SMTZ) a été rencontrée dans des intervalles compris entre 5 et 15 mètres de profondeur (Maignien *et al.*, 2010; Van Rooij *et al.*, 2011). En se basant sur les mesures d'isotopes stables de l'oxygène et leurs comparaisons avec les travaux antérieurs, Van Rooij *et al.* (2011) ont identifié plusieurs stades isotopiques permettant notamment de placer le dernier maximum glaciaire entre 3 et 7 mètres de profondeur.

Les carottes sédimentaires prélevées au pied de l'escarpement, au niveau du site Depression (Figure 5-2), sont surtout composées d'argiles silteuses brunes et de sables argileux bruns à gris contenant parfois des poches de sables ou de marnes riches en microfaune calcaire et/ou en débris de coraux. Les assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques sont composés d'un mélange d'espèces contemporaines et d'espèces remaniées (Van Rooij *et al.*, 2011).

5.2.4 Description des sédiments

5.2.4.1 Macrofaciès et leurs répartitions spatiales

Quatre macrofaciès ont été déterminés grâce aux observations réalisées lors des plongées du ROV GENESIS (De Mol, communication personnelle 2010) et également avec les carottes (box-cores) basées sur la nature du sédiment et la diversité faunistique.

Le faciès PD1 correspond à un sédiment fin, argileux-silteux, souvent bioturbé (Planche 28A) et principalement colonisé par des octocoraux (Planche 28B), incluant les pennatules (ou plumes de mer) et les alcyonaires (ordres des Pennatulacea et des

Alcyonacea). Par endroits, les coraux à corps mous forment des petits buissons denses souvent colonisés par des crinoïdes. Des éponges (Porifera), des oursins (Echinodermata, Crinoidea) ainsi que des holothuries (Echinodermata, Holothuroidea) sont aussi associés à ces faciès fins (Planche 28C).

Le faciès PD2 correspond à un sédiment fin, argileux-silteux, comportant localement des zones (spots) riches en fragments (débris) de squelettes de coraux scléactiniens. Ces débris de coraux forment un enchevêtrement complexe dont la porosité semble complètement obstruée par le sédiment pélagique. Ces fragments de squelettes coralliens servent communément de substrat pour les crinoïdes et les alcyonaires (Planche 29A, B, C, D).

Le faciès PD3 correspond à de larges zones (entre 10 et 50 m de diamètre) densément occupées par les débris coralliens (Planche 30A, B). Ces étendues de débris de coraux correspondent au faciès «coral rubble» comparable à celui défini par Freiwald *et al.* (1997) et Freiwald *et al.*, (2002) pour la ride Sula (Océan Atlantique Nord) et utilisé pour la première fois par Foubert *et al.* (2008) concernant les monticules carbonatés du Golfe de Cadix. Ce faciès consiste en un réseau dense de fragments de squelettes de coraux scléactiniens en association étroite avec de nombreuses formes d'éponges (petites masses jaunes, blanches opaques et blanches translucides) qui vivent fixées sur les branches de coraux squelettiques (Planche 30B). Les fragments de coraux sont recouverts d'un sédiment fin (argileux) qui adhère à leur surface. Le sédiment pélagique a une granulométrie grossière (de silt à sable fin) et la fraction bioclastique relativement grossière (millimétrique) est bien visible sur les photos sous-marines (Planche 30B). Des octocoraux et de nombreux crinoïdes vivent sur ces faciès de « cimetières » coralliens. Ce faciès à débris de coraux et sa faune associée (coraux scléactiniens vivants, alcyonaires, crinoïdes, petites éponges encroûtantes) à morphologie buissonnante créent un habitat tridimensionnellement complexe qui offre de nombreuses niches cryptiques susceptibles d'abriter d'autres organismes benthiques comme, par exemple, des échinides (Planche 30D), des poissons ou des crustacés. Différentes formes d'éponges de plus grande taille (de l'ordre de la dizaine de centimètres de diamètre) et aux morphologies variées (massives,

sphériques, digitées, aplaties) ont été observées lors des plongées (Planche 30E,F; 31E) et un spécimen, en particulier, a été échantillonné par le bras articulé du submersible GENESIS (Planche 30F).

Le faciès PD4 correspond à des blocs carbonatés de taille plurimétrique couverts d'une couche de sédiment pélagique fin et largement colonisé par des crinoïdes et des alcyonnaires (Planche 28D, E; Planche 31B). Parfois, des éponges (formes massives blanchâtres) sont visibles. Ce type de blocs est très semblable aux « slabs » de carbonates authigènes observés plus au Nord, dans le Golfe de Cadiz (Leon *et al.*, 2007; Maignien *et al.*, 2010). Cependant, dans le cas du secteur de l'Escarpement de Pen Duick, jusqu'à ce jour aucune faune chemosynthétique n'a été retrouvée associée à ces blocs et il s'est avéré impossible d'échantillonner ces faciès.

5.2.4.1.1 *Monticule Alpha*

Trois plongées ont été réalisées sur le monticule Alpha, deux transepts orientés NNW/SSE et une plongée partant du flanc et se rendant jusqu'au sommet. Lors des plongées, le monticule Alpha n'a montré aucun exemple de faciès à débris de coraux (Faciès PD3, « coral rubble »). Dans de nombreuses zones, notamment sur le flanc sud et est (De Mol, communication personnelle 2010), le fond marin est semi-désertique et consiste en un sédiment fin, fortement bioturbé (suggérant une importante faune endobenthique) colonisé par une faune épibenthique peu abondante composée de quelques coraux à corps mous et de crinoïdes principalement (Faciès PD1). Le faciès PD2 s'exprime sur le sommet et le flanc nord alors que le faciès PD4 (blocs carbonatés) est limité à quelques occurrences sur le flanc sud. L'examen des box-cores (De Mol, communication personnelle 2010) a révélé un sédiment brun vert à brun jaunâtre le plus souvent de la taille des silts, et riche en fragments de coraux. Il existe de faibles différences entre les différents sites d'échantillonnage qui reposent sur : la présence de fragments coralliens (*e.g.* B09-1407 où les coraux sont absents dans les dix premiers centimètres), l'existence épisodique de niveaux plus riches en fragments coralliens (*e.g.* B09-1409), ou encore la ou les espèces de coraux qui prédominent.

5.2.4.1.2 Monticule Gamma

Une seule plongée a été réalisée pour le monticule Gamma (BE09-09) et a consisté en un transect NNW/SSE. Le sommet du monticule Gamma se caractérise par un sédiment fin (Faciès PD1) seulement colonisé par de petits spongiaires isolés (« glass sponge »; Planche 28F) et des octocoraux épars (gorgones, genre *Leiopathes* ?). Sur les flancs, on retrouve un faciès à débris de coraux répartis en petites bandes (Faciès PD2, « patches of corals graveyard fields ») ou même formant de larges étendues (Faciès PD3, « corals graveyard fields ») (De Mol, communication personnelle 2010). La taille de ces zones de cimetières de coraux varie entre 10 et 45 m de diamètre mais pourrait être beaucoup plus grande car les limites n'ont pas toujours été observées lors des plongées. Les plongées ont permis d'observer de grosses éponges jaune vif (décimétriques, possiblement *Geodia* sp.), vivant isolées sur le fond (Planche 29E) en utilisant les squelettes de coraux comme substrat. Certaines ont été arrachées et renversées (Planche 29F). Aucun bloc carbonaté (Faciès PD4) n'a été observé lors de la plongée au-dessus du monticule Gamma.



Planche 28 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès I (Alpha et Gamma)

(A) Exemple de fond marin « pseudo-désertique » (faciès PD1), à sédiment fin, pour lequel la faune épibenthique est constituée de quelques crinoïdes et d'alcyonaires épars. Les nombreuses évidences de bioturbation (surtout sous forme de petites cuvettes pseudo-circulaires) indiquent que la macrofaune endobenthique est prédominante, au détriment d'une faune épibenthique (Monticule Alpha).

(B) Le faciès PD1 correspond à un milieu balayé par les courants, comme en témoignent l'orientation des petits coraux à corps mous dont l'exemple de corail fil de fer ou « whip coral » (Monticule Alpha).

(C) Autre exemple du faciès I avec une petite éponge isolée sphérique, jaune orangée, associée à des crinoïdes (Monticule Alpha).

(D) Blocs «carbonatés» de grande taille (de l'échelle du mètre) largement recouverts de boue argileuse hemipélagique. Les crinoïdes vivent entre les blocs et colonisent leurs bordures. Quelques rares exemples de coraux alcyonnaires, comme ici possiblement le genre *Leiopathes* sp. (Monticule Alpha).

(E) Concentration de blocs carbonatés ayant été observés sur les flancs d'un haut topographique local (Monticule Alpha).

(F) Exemple de petites éponges blanches, translucides (hexactinellides de type « glass sponge ») typiques du faciès PD1 (Monticule Gamma). Lorsqu'ils sont visibles, les deux points laser rouges sont distants de 10 cm (source : Lies De Mol, RCMG, Ghent).

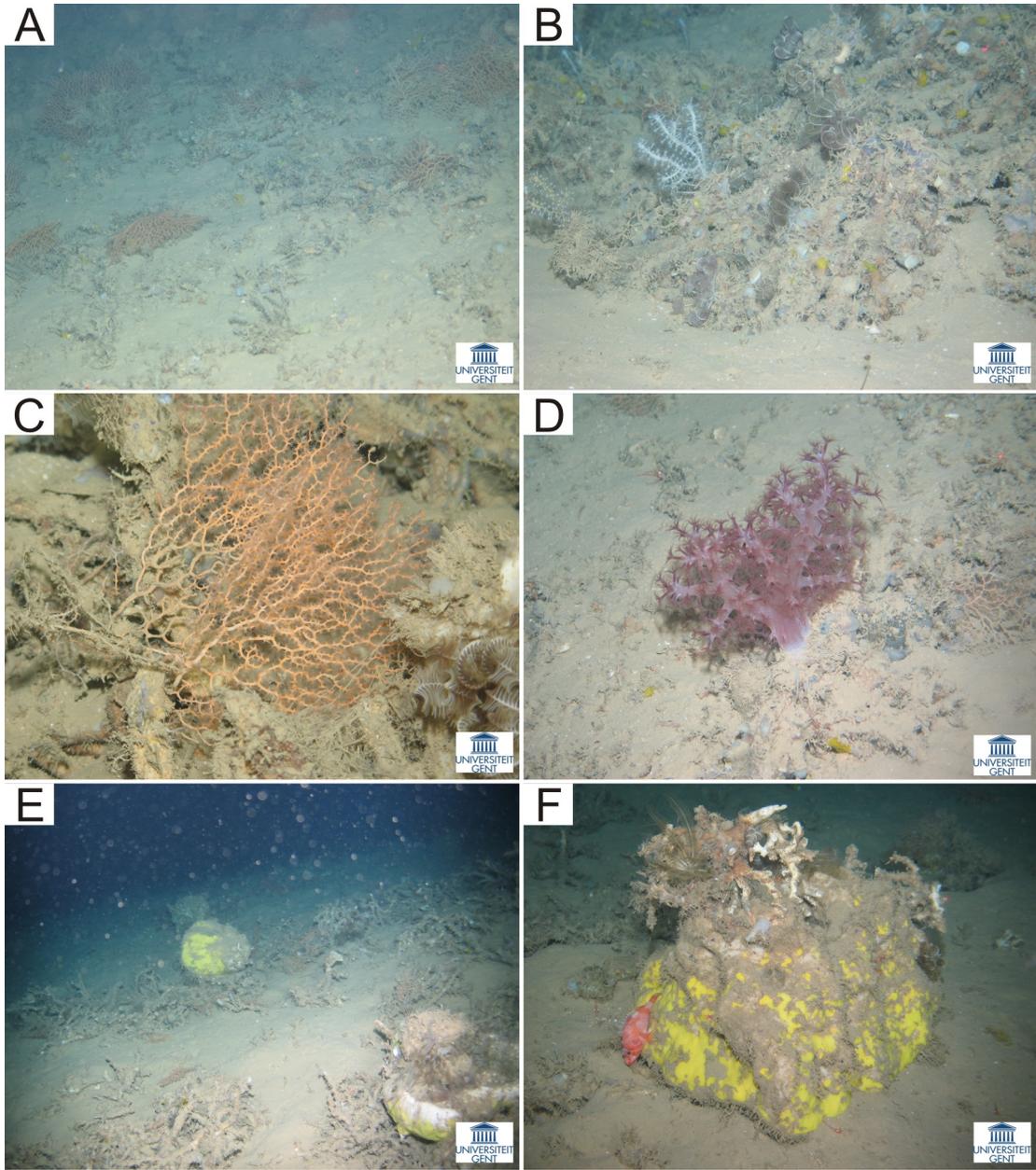


Planche 29 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès II (Gamma)

(A) Fond sous-marin, semi-désertique présentant localement des zones riches en débris de coraux scléactiniens eux-mêmes colonisés par des alcyonnaires (Faciès PD2). Les coraux à corps mous semblent soumis à de forts courants car ils apparaissent fortement recourbés sur le fond.

(B-D) Différentes vues de détail du faciès PD2. Les fragments de coraux servent communément de substrat pour les crinoïdes, les éponges et les alcyonnaires. En **(D)**, il s'agit possiblement d'un alcyonnaire de la famille des *Nephteidae*? (Edinger, communication personnelle 2012).

(E-F) Grandes éponges de couleur jaune vif (décimétrique) vivant isolées sur le fond, associées au faciès PD2. Elles utilisent les débris de coraux scléactiniens comme substrat. En **(E)**, certaines de ces éponges jaune vif sont arrachées et renversées (*Geodia* sp.?). En **(F)**, noter la présence du poisson rouge et blanc, *Helicolenus* sp. (Roberts *et al.*, 2009) communément associé aux habitats récifaux à *Lophelia pertusa* dans les eaux profondes et froides (*e.g.* Plateau Blake, USA). Lorsqu'ils sont visibles, les deux points laser rouges sont distants de 10 cm (source : Lies De Mol, RCMG, Ghent).

La carotte MD08-3219G se compose d'une succession de boue silteuse rouge/brun à gris contenant plusieurs carbonates biogéniques d'origine parautochtone (Figure 5.3). La fraction carbonatée provient essentiellement de fragments de coraux scléractiniens (*Dendrophyllia* sp., *Madrepora oculata* et *Lophelia pertusa*) en association avec des petites coquilles de mollusques (bivalves, gastéropodes). Les coraux sont fortement infestés par diverses formes de micro-organismes endolithiques dont la plupart semblent être d'origine fongique (Beuck et Freiwald, 2005). Cocolithes, foraminifères planctoniques et tubes de vers polychètes sont disséminés dans la boue d'origine terrigène (Planches 35C,D). Les premiers 25 cm de sédiment de la carotte MD08-3219G sont rouge-brun, saturés en eau et bioturbés. En profondeur, le sédiment perd sa couleur rouge et les teintes brunes à grises deviennent prédominantes. Au-dessus de 80 cm de profondeur, la carotte présente plusieurs teintes de gris avec occasionnellement des lentilles grises foncées à noires de minéraux riches en sulfures. L'espèce de corail *Dendrophyllia* est plus abondante dans les premiers 80 cm et elle est progressivement remplacée par *Lophelia* en profondeur. Wienberg *et al.* (2009) rapportent les mêmes observations pour les monticules à coraux d'eaux froides du secteur des Hespérides situé au Nord-Ouest de l'Escarpement de Pen Duick. L'espèce *Madrepora* sp. quant à elle apparaît accessoire. À partir de 150 cm de profondeur, les effets de la compaction et de la perte d'eau concomitante deviennent significatifs. De façon générale, la carotte libère une légère odeur de soufre hydrogénique. L'examen des box-cores (De Mol, communication personnelle 2010) a révélé un sédiment vert brun, de la taille des silts à sables fins, et comportant de larges fragments de *Lophelia* sp. À partir de 30 cm de profondeur, le sédiment devient gris.

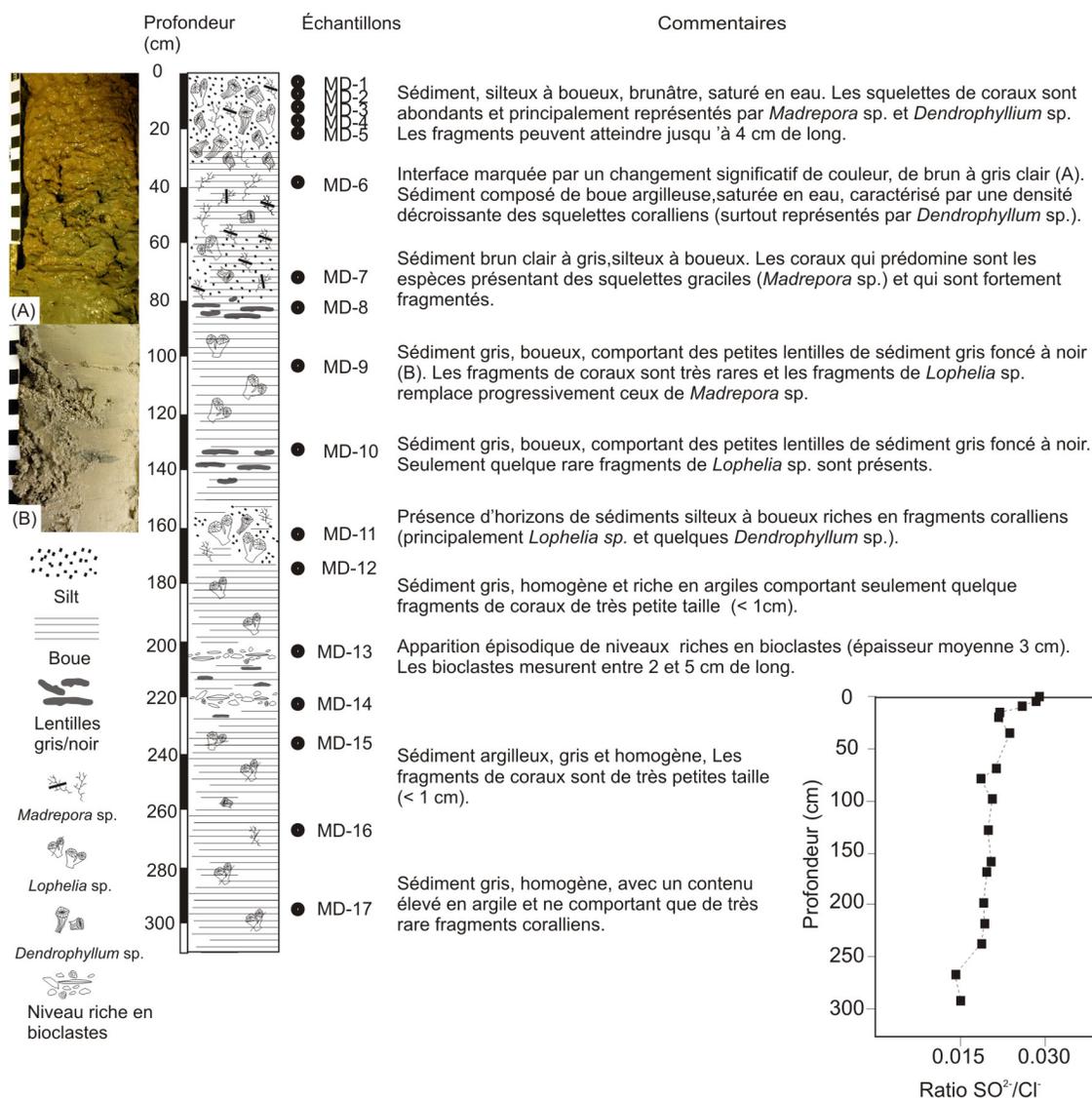


Figure 5-3 : Représentation schématique de la carotte sédimentaire MD32-19G du Monticule Gamma indiquant la composition sédimentaire et la position des échantillons d'eau interstitielle prélevée en 2008 (Campagne Marion Dufresne). Le graphique en bas à droite, correspond au profil de concentration des ions sulfates et chlorures en fonction de la profondeur (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).

5.2.4.1.3 Monticule Beta

Trois plongées ont été réalisées sur le site du monticule Beta, chacune ayant suivi des trajectoires différentes. La plongée B0906 a permis d'explorer les deux sommets de Beta alors que la plongée B0907 s'est concentrée sur la zone en dépression entre les deux sommets. La plongée B0908 a, quant à elle, consisté à réaliser un transept NNE/SSW de Beta.



Planche 30 : Localité Escarpement de Pen Duick - macrofaciès III (Beta mound)

(A) Exemple typique du faciès PD3 ou « coral rubble ». Noter la présence de coraux à corps mous (alcyonaires) et de crinoïdes.

(B) Vue rapprochée du faciès « coral rubble ». Noter l'abondance des éponges (petites masses jaunes, blanches opaques et blanches translucides) étroitement associées aux fragments de squelette de coraux scléactiniens.

(C) Détails du sédiment et du faciès « coral rubble » illustrant l'étroite association de crinoïdes vivants et de petites éponges blanchâtres installées sur un substrat formé de débris de coraux scléactiniens morts. Noter l'importante fraction bioclastique grossière présente dans le sédiment. Les fragments de squelettes coralliens sont recouverts de sédiments fins (argileux), adhérant fortement à leur surface.

(D) Colonie de *Dendrophyllia alternata* ? colonisée par des crinoïdes et de nombreuses petites éponges translucides. Ce type d'association faunique buissonnante crée une niche pour d'autres organismes benthiques comme ici un échinide.

(E) Éponge blanc-beige de grande taille (évaluée à plusieurs dizaines de centimètres de diamètre) en forme de disque irrégulier aplati. Sa surface est recouverte de boue argileuse et partiellement colonisée par les crinoïdes.

(F) Spécimen d'éponge tubulée dont la base unique est commune à toutes les projections. Ce spécimen échantillonné grâce au bras télécommandé du ROV GENESIS a été identifié comme étant le genre *Haliclona* sp. Lorsqu'ils sont visibles, les deux points laser rouges sont distants de 10 cm (source : Lies De Mol, RCMG, Ghent).

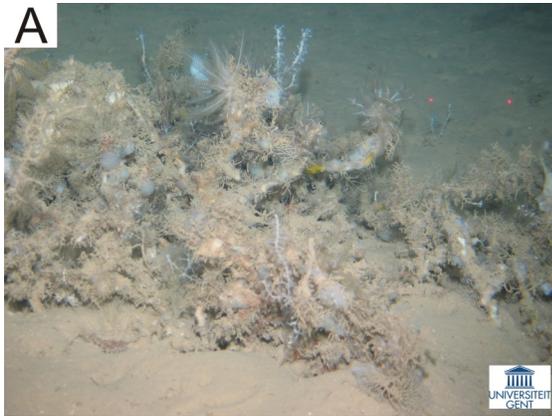


Planche 31 : Localité Escarpement de Pen Duick – macrofaciès IV (Beta mound)

(A) Détails de l'assemblage faunique complexe formant un réseau tridimensionnel associé au faciès 2. La structure servant de base semble être un corail scléactinien dont le squelette est abondamment colonisé par des alcyonaires (structure gracile blanche), des éponges (surtout des formes translucides, quelques exemples de formes jaunes) et des crinoïdes.

(B) Blocs carbonatés pluri-décimétriques à métriques, colonisés par diverses formes de coraux à corps mous dont des morphologies branchues violettes, oranges (coraux antipathariens de type *Leiopathes* sp ?) et formes blanches et graciles), de nombreuses petites éponges translucides, une éponge massive blanc-beige, des crinoïdes.

(C) Exemple de corail scléactinien vivant, vraisemblablement *Dendrophyllia cornugeta* (De Mol, communication personnelle 2010) avec ses tentacules déployés.

(D) Exemple de fond océanique semi-désertique qui présente une biodiversité réduite puisque principalement habité par les crinoïdes. Noter le pseudo-alignement des crinoïdes qui peut être lié aux courants de fond.

(E) Éponge sphérique de couleur orange, présentant un grand osculum central à son sommet et possiblement comparable à *Suberites carnosus*. Cependant, cette interprétation reste sujette à discussion puisqu'il s'agit normalement d'une espèce d'éponge connue dans les environnements peu profonds.

(F) Éponge dendriforme, blanc-beige utilisant un réseau de fragments de squelettes coralliens comme assise (lame basale). Les oscules ne sont pas visibles. Étroitement liés aux débris de coraux scléactiniens, on observe des crinoïdes, de petites éponges massives (formes jaune vif et des formes blanches translucides), des coraux alcyonaires et ainsi qu'un décapode (source : Lies De Mol, RCMG, Ghent).

Entre les deux sommets, le faciès à débris de coraux disparaît pour laisser place à un fond marin à biodiversité très réduite, presque uniquement colonisé par des crinoïdes (faciès PD1; « crinoïd forest »). Ce faciès PD1 domine également le flanc est. Observation intéressante, les crinoïdes sont souvent alignés sur le fond, ce qui suggère une (forte) influence des courants de fond sur la faune épibenthique (Planche 31D). Même si c'est rarement le cas (seulement deux occurrences visionnées lors des plongées de la campagne 2009), quelques coraux scléactiniens sont vivants (De Mol, communication personnelle 2010) et déploient leurs polypes colorés (colonie de *Dendrophyllia cornugera* ?)(Planche 31C). Enfin le faciès PD4, à blocs/slabs de carbonate, est présent dans une zone restreinte entre les deux sommets de Beta. Ces blocs, parfois d'échelle métrique, sont recouverts de sédiments fins et colonisés par des alcyonnaires (*Leiopathes* ?) et des crinoïdes (Planche 28D). L'examen des box-cores (De Mol, communication personnelle 2010) a révélé un sédiment brun, le plus souvent de la taille des silts à sables fins, et riche en fragments de coraux. Pour les box-cores situées sur les flancs du sommet nord de Beta, c'est le faciès « coral rubble » qui domine. Sur le sommet sud de Beta, le sédiment collecté est de couleur brun-vert et devient plus grisâtre à environ 15 cm de profondeur. Ce changement de couleur s'accompagne d'une diversification des coraux puisque les fragments de *Desmophyllum*, *Madrepora*, *Lophelia* viennent s'ajouter à ceux de *Dendrophyllia*.

5.2.4.2 Microfaciès et biofaciès

Une liste exhaustive des organismes (catégories de mégafaune) reconnus lors des plongées et ceux échantillonnés lors des plongées du ROV GENESIS et dans les box-cores est fournie en annexe (Annexe 2). La documentation de ces communautés biologiques d'eaux profondes et froides a été réalisée grâce à des observations en lames minces et au MEB. La macro-faune échantillonnée comporte en majorité des coraux scléactiniens morts dont les espèces : *Lophelia pertusa* ; *Madrepora oculata* ; *Dendrophyllia alternata* ; *Desmophyllum dianthus* (solitaire) et peut-être l'espèce *Caryophyllia* sp. Cette faune corallienne s'accompagne d'un assemblage diversifié d'organismes se nourrissant de particules en suspension (« suspension-feeders ») : dont les démosponges vivantes (Porifera ; formes massives isolées, dont *Haliclona* sp., et des petites formes encroûtantes colonisant les squelettes coralliens et les débris de squelettes coralliens), des brachiopodes (dont

Terebratula sp.) et des bivalves fixés (cimentés) sur les squelettes coralliens et des crinoïdes vivants attachés aux coraux ou squelettes de coraux. Le faciès « coral rubble » offre aussi une niche écologique unique pour les poissons (*e.g. Helicolenus* sp. ; Planche 29F) ou les crustacés décapodes (*e.g. Anomoures*). Pour la méiofaune/microfaune, c'est la communauté d'encroûteurs qui est bien représentée avec différentes traces de polychètes (Planche 34A; 35A), des bryozoaires encroûtants (*e.g. Fenestrulina* sp.; Planche 34A-C) et des foraminifères (*e.g. Cyclogyra* sp.; Planche 34C). Quelques foraminifères planctoniques notamment la famille des Globigérines) (Planche 35C) et différentes formes de coccolithes sont dispersés dans le sédiment hémipélagique infiltrant le réseau de squelettes coralliens (Planche 35D). C'est un phénomène communément documenté au sein des monticules carbonatés à coraux d'eaux froides, comme c'est par exemple le cas pour le banc Hatton, au large des îles Faroe (Roberts *et al.*, 2008). Le monticule Beta est l'exemple le mieux documenté grâce au succès de l'échantillonnage (interface eau/sédiment bien préservée dans la carotte B09-1401BC et l'échantillonnage dirigé par le bras armé du ROV). L'échantillon macroscopique de démosponge, de la famille des Haplosclérides, *Haliclona* sp., a fourni le matériel nécessaire pour la réalisation de lames minces et d'échantillons pour observations au MEB. Cette éponge est une espèce vivant sur le fond, en association étroite avec le faciès « coral rubble ». Cette éponge est blanche, à morphologie tubulaire, et de taille pluricentimétrique (Planche 32A).

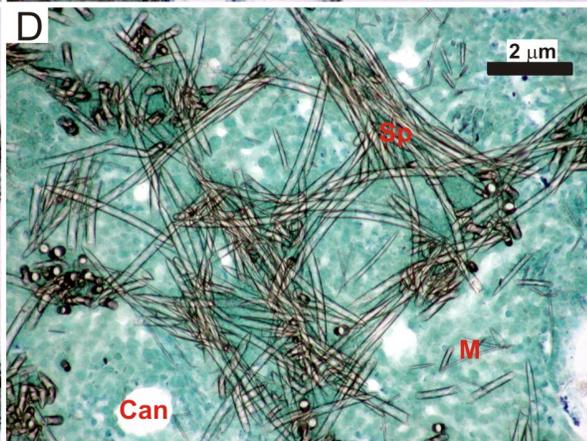
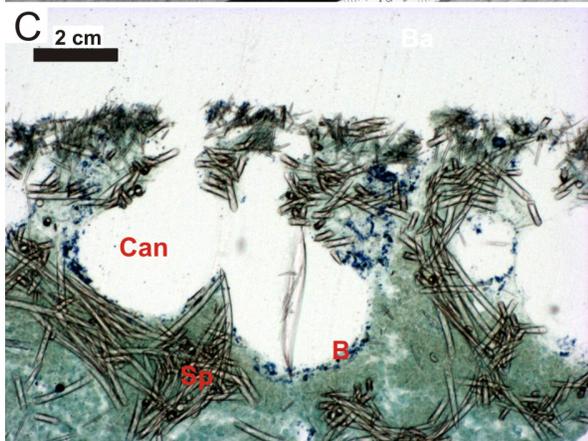
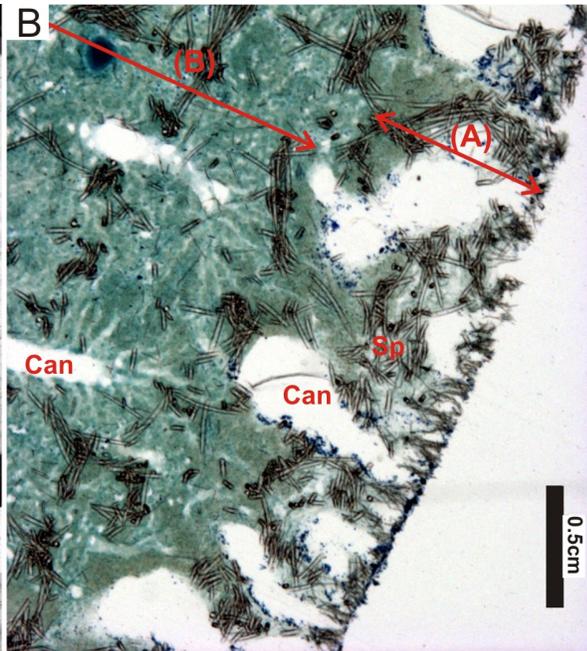


Planche 32 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès I

(A) Vue macroscopique du spécimen de démosponge *Haliclona* sp. prélevé lors de la plongée B09-07 du ROV GENESIS. L'éponge pluricentimétrique, de couleur beige, présente une surface lisse, légèrement piquante au toucher. Elle est formée de plusieurs tubes massifs, de hauteur inégale, réunis à la base. Une ouverture de type osculum (Osc) est située au sommet de chacun des tubes.

(B-D) Photographies de sections histologiques colorées avec une solution de bleu de méthylène (méthode de Löffler).

(B) Section histologique du tissu frais de l'éponge. La bordure extérieure de l'éponge, ou ectosome, est majoritairement composée de spicules (Sp) qui supportent le système de canal subdermal. Dans l'ectosome, le tissu mou est réduit en faveur de canaux (Can) principalement allongés et perpendiculaires à la surface de l'éponge. Le mésohyle (M) apparaît coloré en bleu/vert en raison de la présence de bactéries (Ba).

(C) Détails de la zone ectosomale de l'éponge. Noter la présence de petits amas de bactéries colorées en bleu foncé sur les parois des canaux.

(D) Le squelette de l'éponge est constitué de spicules opalins de type megasclère monoaxone ou oxea.

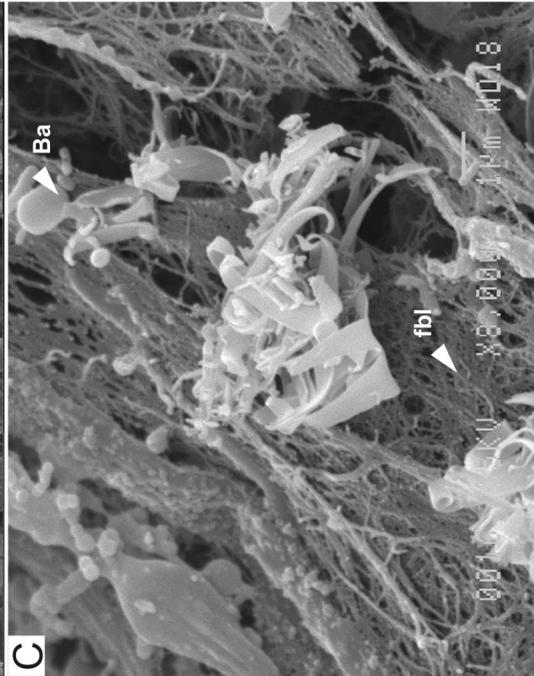
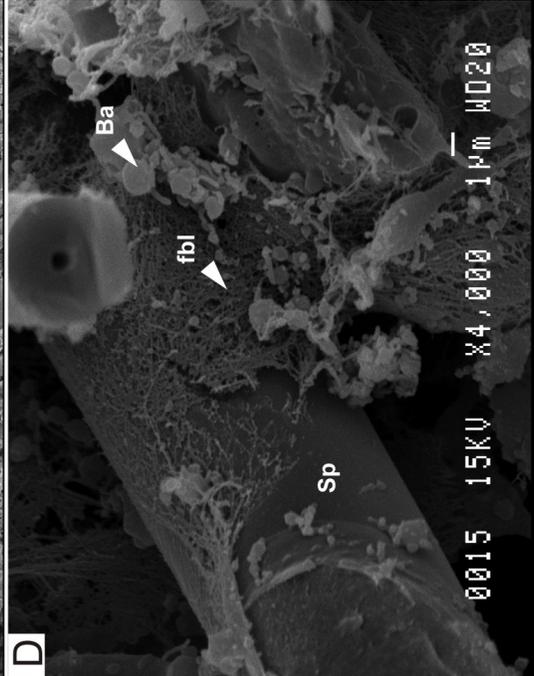
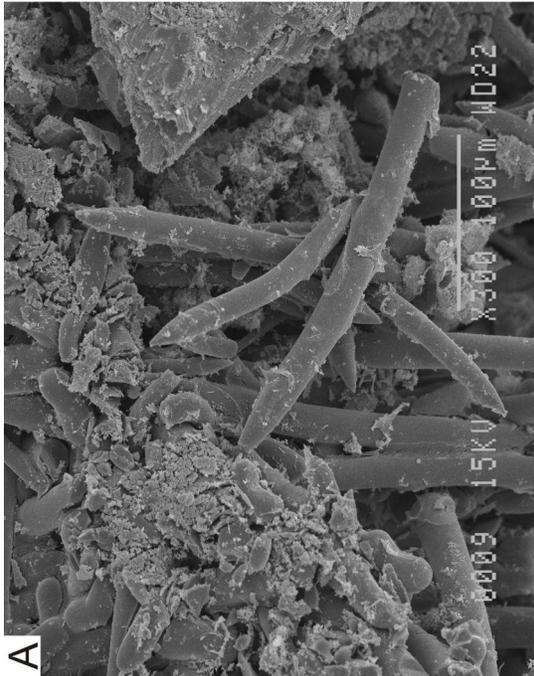
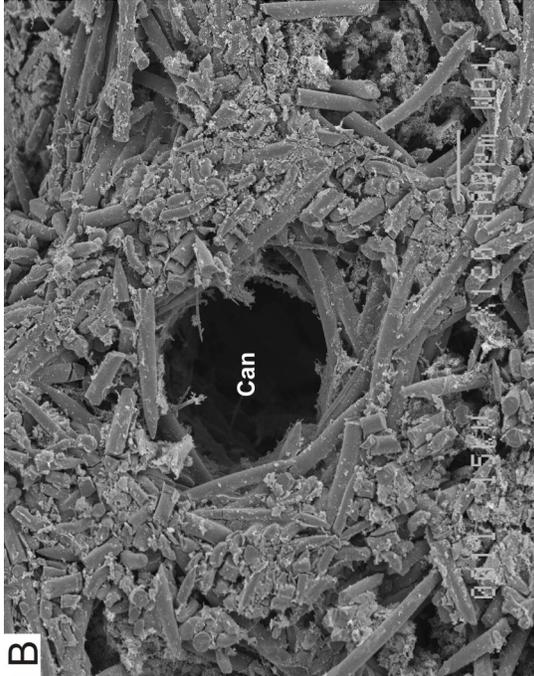


Planche 33 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès II

(A) Détail des spicules mégasclères, monoaxones diactines (ou oxea). Les spicules sont lisses et présentent une légère courbure au centre. Les extrémités sont souvent acérées.

(B) Détail d'un canal supporté par un réseau dense de mégasclères. La forte densité des spicules rend l'observation du tissu mou difficile.

(C) Les nombreuses bactéries, dont le morphotype en petits bâtonnets (*Bacillus* ? (Ba)), colonisent la matrice de type collagène de l'éponge et sont donc responsables de la coloration bleu-vert observée en sections histologiques. La matrice de type collagène se présente comme un réseau lâche de fibrilles (fbl).

(D) Autre vue du réseau de fibrilles étroitement associé aux spicules. En haut, au centre, noter la cavité centrale du spicule correspondant à l'emplacement du filament axial de nature protéique. Tous les tubes, de tailles inégales, sont réunis à la base et montrent un osculum central à l'apex de chacun d'eux. La partie la plus externe du corps de l'éponge, l'ectoderme, est majoritairement composée de spicules qui supportent le système de canaux. Dans l'ectosome, le tissu mou est quasiment absent et les canaux sont principalement allongés et perpendiculaires à la surface de l'éponge. Le mésohyle apparaît coloré en bleu/vert en raison de la présence de nombreuses bactéries, concentrées notamment au niveau des parois des canaux. Le squelette spiculaire est constitué de spicules de type mégasclère monoaxone diactine (ou oxea). Les canaux sont supportés par de larges spicules; les spicules sont parfois si densément répartis que le tissu mou n'est pas visible. Le tissu mou est constitué d'un réseau de fibres et/ou fibrilles (spongine) plus ou moins lâche en fonction du degré de dégradation. Le tissu mou est infesté de bactéries aux morphologies variables (*e.g.* petites sphères, bâtonnets, formes lamellaires). Lors de nos observations au MEB, aucun phénomène de lithification, d'induration ou encore d'agglutination de particules sédimentaires n'a été observé.

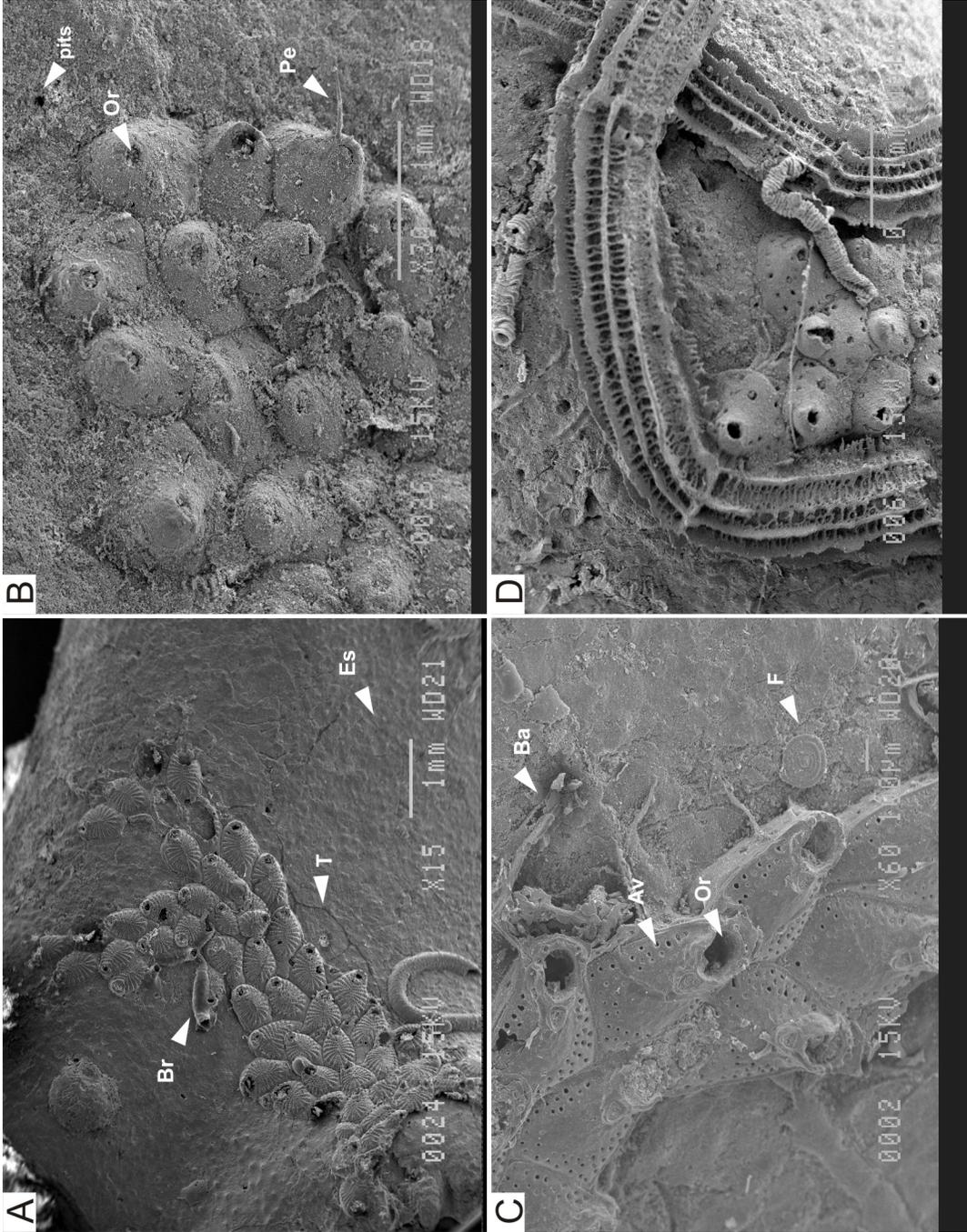


Planche 34 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès III

(A-D) Les photographies réalisées au MEB correspondent à des vues de la surface externe de *Dendrophyllia* sp.

(A) La surface du corail est colonisée par des bryozoaires épilithiques, dont la structure de la loge d'habitation (ou zoécie) est bien préservée. L'orifice (Or) et les avicularia (Av) sont bien visibles. Certaines zoécies semblent cependant avoir été arrachées ou dissoutes. Noter également la présence de divers tubes de polychètes (T), de tailles et de morphologies différentes. Sur le bord inférieur droit de la photographie, la surface du squelette est irrégulière, marquée par de petites cicatrices de dissolution ou d'excavation très peu profondes (« etching scars »; Es) qui pourraient être causées par le bivalve encroûtant.

(B) Deuxième exemple de colonie de bryozoaires épilithiques ne présentant pas d'avicularia. Noter un exemple où le pédoncule (Pe) est préservé intact.

(C) Autre exemple de bryozoaires épilithiques qui diffère par le nombre, la forme et la position des avicularia ainsi que par la forme et l'ornementation de l'orifice. Noter la présence d'un foraminifère benthique (F) similaire à *Cyclogyra* sp. et connu comme vivant attaché au corail d'eau profonde *Primnoa resedaeformis* comme cela a été documenté sur la marge écossaise (Hawkes et Scott, 2005).

(D) Bryozoaires épilithiques associés à plusieurs générations de tubes de polychètes aux morphologies variées. Noter la présence de petites perforations circulaires (flèches blanches) affectant la surface du corail.

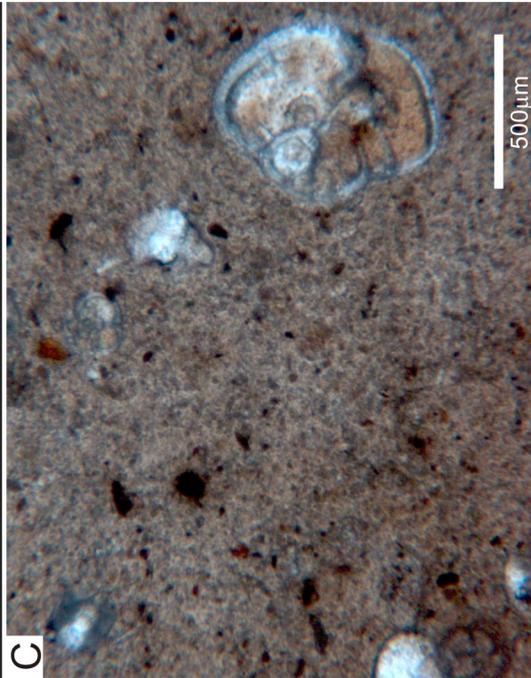
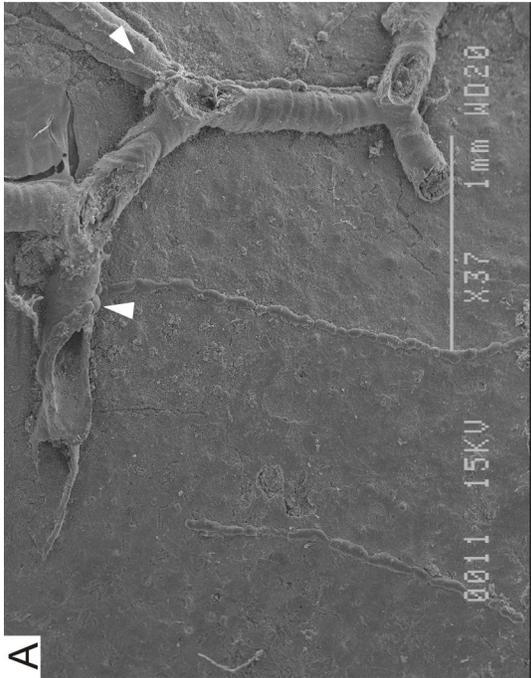
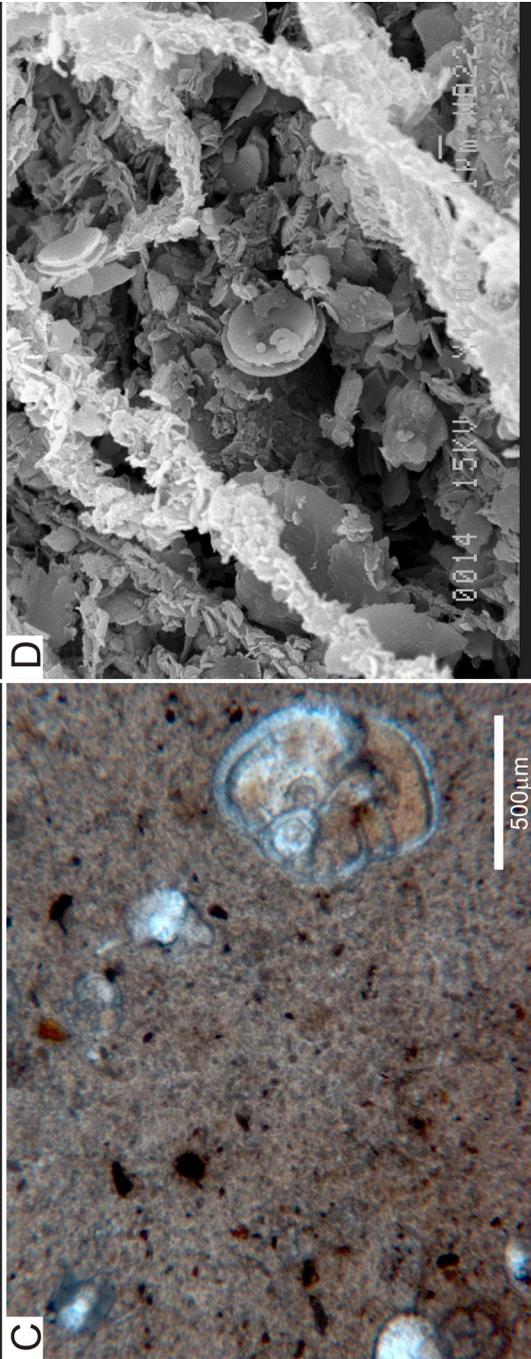
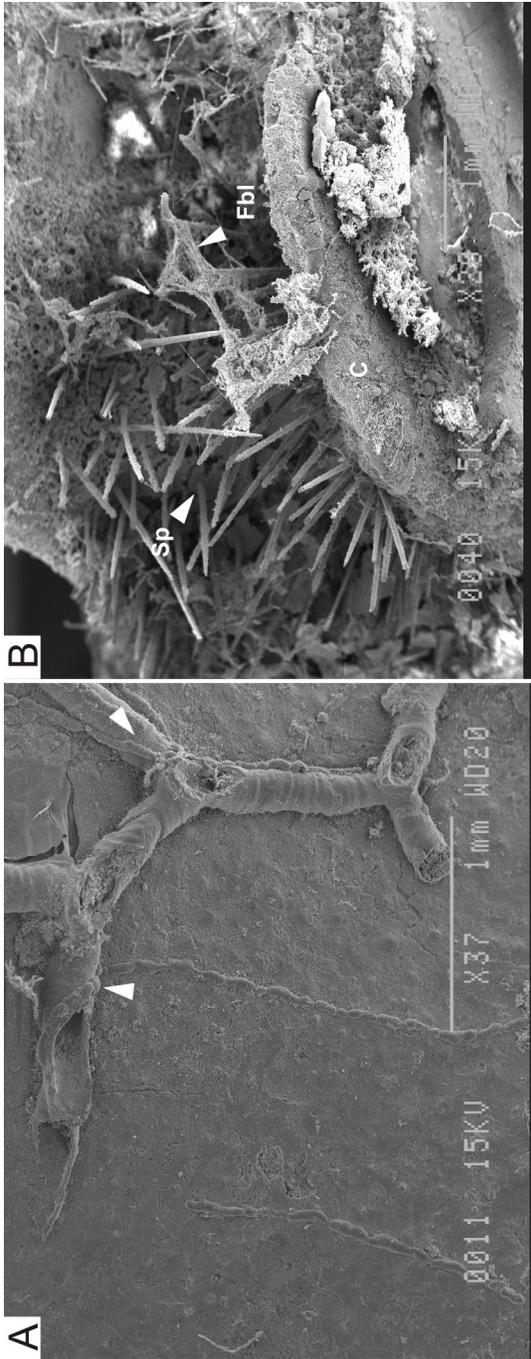


Planche 35 : Localité Escarpement de Pen Duick - biofaciès et microfaciès IV

(A-B) Les photographies réalisées au MEB correspondent à des vues de la surface externe de *Dendrophyllia* sp.

(A) La surface de la corallite présente divers types de tubes de polychètes. Les petits tubes rectilignes sont formés de petits bourrelets et sont parallèles entre eux. Ils recourent (flèches blanches) les tubes de plus grande taille, ramifiés, présentant une surface tubulée.

(B) Petite démosponge attachée à la surface d'un squelette corallien (C). Les spicules (Sp) de type megacêtres, associées à des fibres (Fb; spongine?) remplissent partiellement l'espace entre les septes.

(C) Photographie d'une section histologique du sédiment infiltré associé aux squelettes de coraux. Le sédiment est fin, microcristallin, à texture pseudo-peloïdale. La fraction squelettique comporte surtout des foraminifères benthiques modernes de la famille des Globigérines. Les petits grains noirs opaques correspondent à de la pyrite.

(D) Photographie réalisée au MEB de la fraction sédimentaire attachée à la surface de l'éponge *Haliclona* sp. Les coccolithes (petites plaques calcaires provenant de phytoplancton planctonique) sont fréquentes et de morphologie variée.

5.2.4.3 Taphonomie

A l'échelle macroscopique, les branches de coraux scléactiniens sont colonisées (infestées) par de nombreux organismes. Certains organismes sont cimentés, tels que les coquilles de brachiopodes ou de bivalves (Planche 36A). Parmi les associations faunistiques typiques rencontrées à l'échelle microscopique/mésoscopique, nous pouvons citer celle des squelettes de coraux encroûtés par des éponges (Planche 35B; Planche 36B, C, D; Planche 38B, C) et colonisés par les bryozoaires épilithiques (Planche 34A-D; Planche 36C, 37C), possiblement le genre *Fenestrulina* sp., et les tubes de polychètes (Planche 34A, D; Planche 35A; Planche 36A-C), notamment le genre *Filograna* sp. (Wilson, 1979; Försterra *et al.*, 2005).

De nombreux fragments de coraux morts échantillonnés présentent également de petites croûtes brun-rougeâtre (Planche 36A-B; Planche 37C) qui, grâce aux analyses EDS couplées au MEB, se sont révélées être riches en fer et manganèse. Ces encroûtements polymétalliques peuvent être interprétés comme l'expression d'une altération microbienne commune, *via* la formation d'un biofilm, connus dans la littérature comme affectant notamment l'espèce *Lophelia pertusa* (Freiwald *et al.*, 1997; Freiwald et Wilson, 1998).

Pour le secteur de l'Escarpement de Pen Duick, l'étroite association éponge/squelette corallien et le phénomène de macro-bioérosion s'expriment notamment grâce aux enclaves circulaires typiques dues à la dissolution chimique lors de la mise en place de l'éponge (Planche 38A) ou encore par les petites perforations perpendiculaires à la surface de la corallite (Planche 38B, C). Les perforations circulaires à pseudo circulaires (diamètre moyen 2mm) qui affectent souvent les fragments de *Dendrophylla* sp. (Planche 38A) sont interprétées comme résultant de l'activité d'éponges excavatrices (Beuck *et al.*, 2007; Roberts *et al.*, 2009).

En termes de micro-bioérosion, l'activité de champignons endolithiques a pu être documentée en lames minces. La bordure externe de *Dendrophyllia* sp. est fréquemment colonisée par des petits champignons qui ont une forme caractéristique de petits sacs (Planche 38D). Il pourrait s'agir de l'ichnotaxum *Orthogonum*, produit par les

champignons *Dodgella* sp. (Beuck et Freiwald, 2005; Bromley, 2005; Wisshak *et al.*, 2005; Roberts *et al.*, 2009). Enfin, au MEB, les observations de la surface externe des corallites de spécimens de *Dendrophyllia* sp. ont révélé une grande diversité morphologique de perforations et/ou de traces (Planche 38A-D).

A



B



C



D

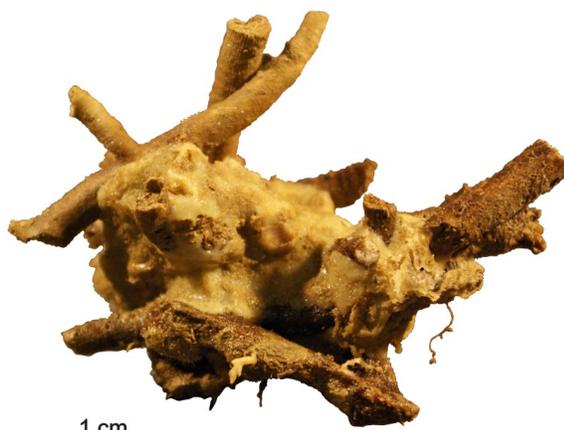


Planche 36 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie I

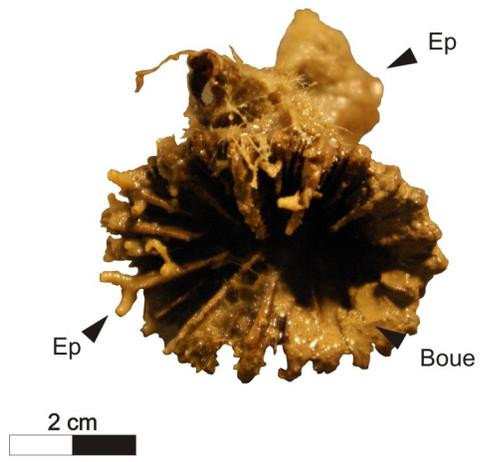
(A) Fragment de *Dendrophyllia* sp. Une coquille de bivalve est cimentée à la surface, différents types de tubes de vers polychètes (taille et géométrie différentes). Noter la présence de perforations et/ou de cavités de dissolution affectant le squelette aragonitique (flèches noires). Les zones colorées (rouge/brun) de la surface du corallite sont vraisemblablement dues à la présence de Mn et de Fe associés à des biofilms d'origine microbienne (cf. Freiwald *et al.*, 1995).

(B) Box-core 01 (Beta mound): autre exemple de fragment de *Dendrophyllia* sp. dont la surface est colonisée par différents organismes: petite /éponge blanchâtre, tubes de vers (ou serpules), Noter ici aussi la présence de perforations/cavités de dissolution affectant le squelette aragonitique (flèches noires)(Box-core 01; Beta mound).

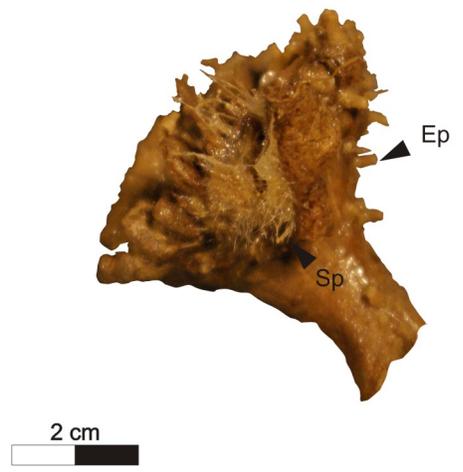
(C) Fragment de *Dendrophyllia alternata*? largement colonisé par le bryzoaire du genre *Filograna* sp. et noter également la présence de petites éponges blanchâtre, de taille plurimillimétrique vivant attachée sur le fragment corallien. L'osculum est bien visible pour le spécimen présent en haut à gauche.

(D) Associations de fragments de coraux (vraisemblablement *Dendrophyllia* sp.) et d'éponges typiques du faciès « coral rubble ».

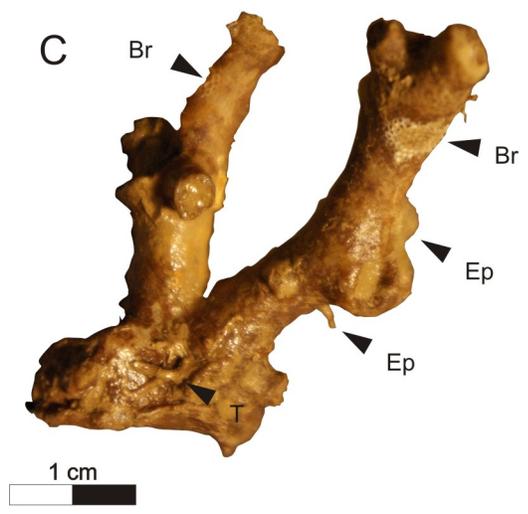
A



B



C



D

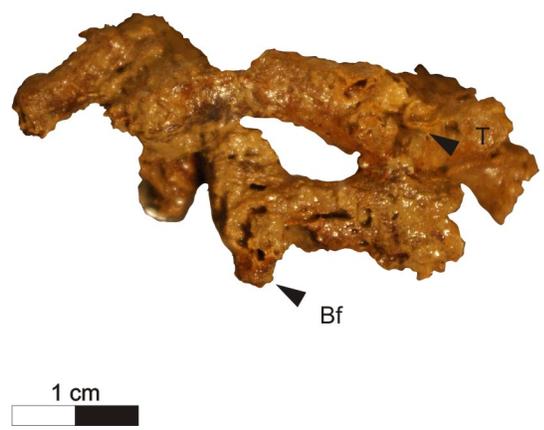


Planche 37 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie II

(A) Fragment de *Desmophyllum dianthus* (vue de dessus) illustrant la colonisation par de petites éponges (millimétriques) érigées et des éponges massives, centimétriques. Certains espaces entre les septes sont remplis de sédiment argileux.

(B) Vue latérale du même fragment de *Desmophyllum dianthus*. Les spicules d'éponges (Sp) sont visibles à l'oeil nu.

(C) Fragment de *Dendrophyllia* sp ? dont la surface externe est infestée de bryzoaires épilithiques (Br), de tubes de polychètes (T) et de petites éponges érigées (à la manière de petites antennes) et des éponges massives encroûtantes.

(D) Fragment de corail fortement altéré (genre indéterminé). Les cavités de dissolution et les encroûtements rougeâtres liés à des biofilms (Bf) sont abondants et représentent environ 30 % de la surface corallienne. Les tubes de vers polychètes (T) sont également visibles sur la surface du fragment de scléactinien.

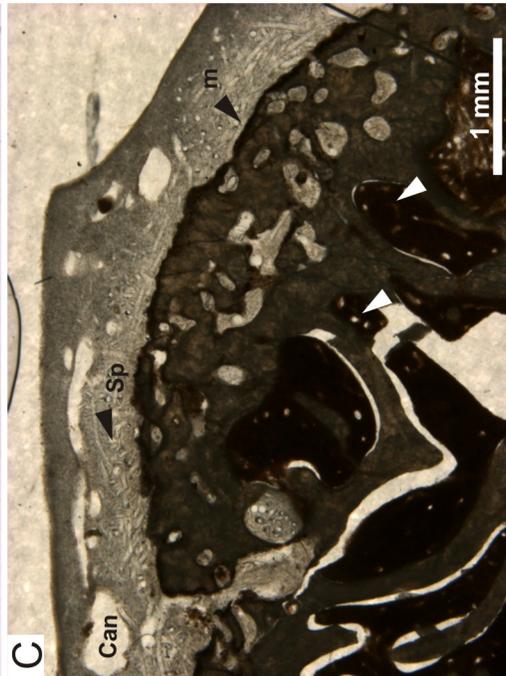
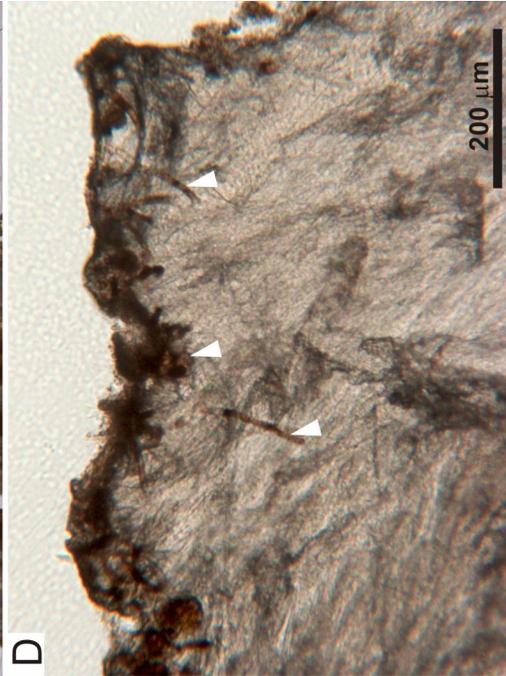
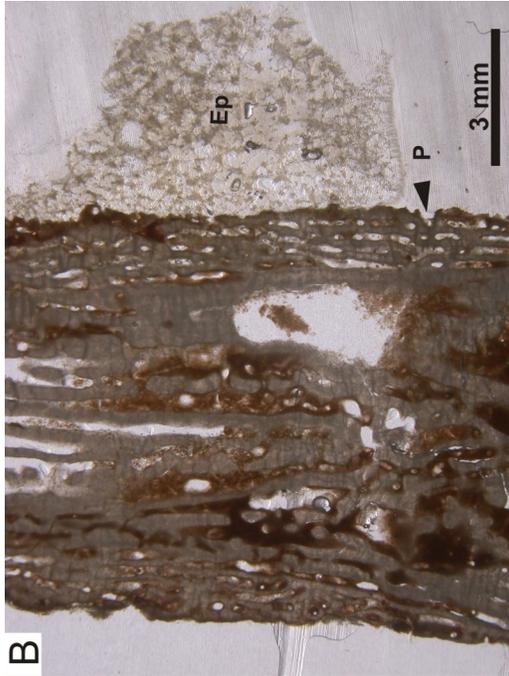


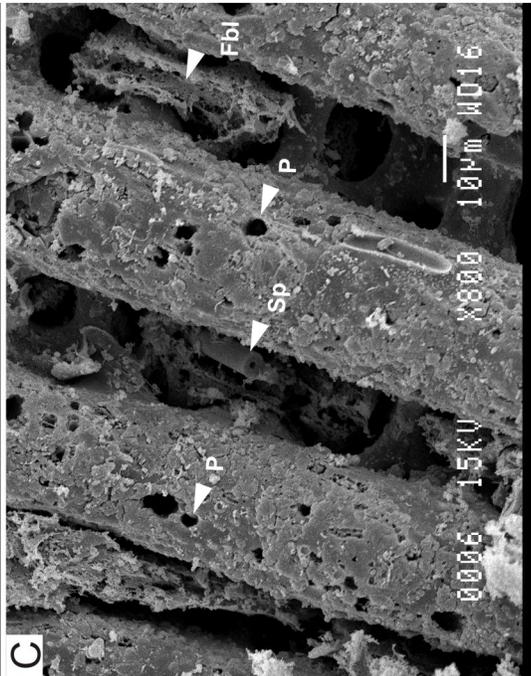
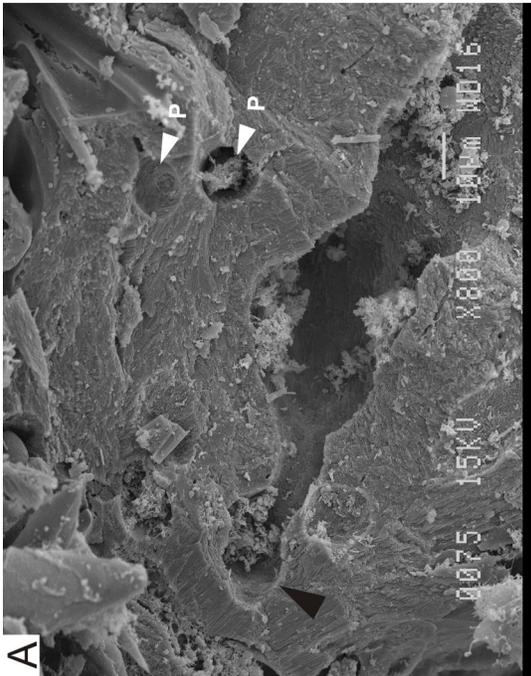
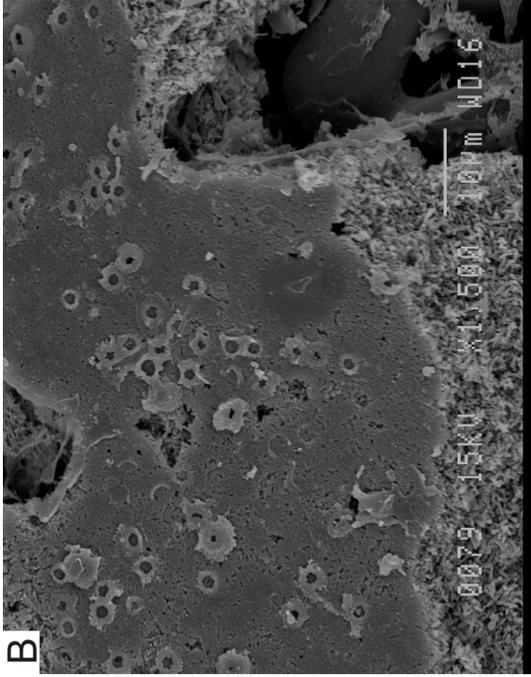
Planche 38 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie III

(A) Exemple de section transversale. La bordure du squelette corallien est micritisée (m) et affectée de petites perforations, perpendiculaires à la surface (P). Les cavités pseudo-circulaires plus grandes (diamètre 2-3 mm) affectant la corallite sont vraisemblablement dues à l'action d'éponges excavatrices de type Clionides.

(B) Section longitudinale montrant une petite démosponge encroûtant une branche de corail. À la bordure, l'éponge et son tissu mou ont envahi les septes. Noter également la présence de sédiment brunâtre, à texture pseudo-péloïdale, infiltrant le squelette corallien et la présence de petites perforations perpendiculaires à la surface du corail (P). La bordure du squelette corallien est partiellement micritisée (m).

(C) Autre exemple de desmosponge colonisant un squelette corallien. La zone externe de l'éponge présente de nombreux canaux longitudinaux et transversaux (Can). Au niveau de la zone basale de l'éponge (au contact corail-éponge), les spicules (sp) sont bien visibles et ne présentent pas d'orientation préférentielle. Là encore, le tissu mou de l'éponge a envahi les septes, à la périphérie de la corallite. Au centre de la corallite, le sédiment infiltré remplit l'espace. La porosité résiduelle observée ici est due à des artefacts de séchage (flèche blanche).

(D) Détail de la surface externe de la corallite illustrant l'infestation par des champignons (fungi) endolithiques (flèches blanches).



A

B

C

D

Planche 39 : Localité Escarpement de Pen Duick - taphonomie IV

(A-D) Photographies prises au MEB correspondant à des vues de la surface externe de fragments squelettiques de *Dendrophyllia* sp. et documentant la distribution et la variabilité morphologique des figures de microbioérosion comprenant des perforations et des traces.

(A) Surface affectée de perforations (P) circulaires d'un diamètre moyen de 10 microns. En section longitudinale, la terminaison arrondie du tube (flèche noire) rappelle la morphologie typique de l'ichnotaxum *Saccomorpha* (Bromley, 2005).

(B) Exemple de surface corallienne affectée de nombreuses traces circulaires peu profondes d'origine inconnue. Leur diamètre moyen est d'environ 2 microns.

(C) Exemple de surface squelettique fortement altérée. La présence de spicules siliceux (Sp), dont le filament central organique a disparu, ainsi que d'amas de fibrilles (Fbl) semble indiquer que les bio-perforations (flèches blanches) du squelette corallien ont été réalisées par une éponge perforante.

(D) Autre exemple de surface squelettique fortement altérée présentant des micro-perforations circulaires de diamètre inférieur ou égal à 1 micron probablement associées à des champignons (fungi). L'aspect rectiligne rappelle l'ichnotaxum *Orthogonum* (Bromley, 2005).

5.2.4.4 Diagenèse précoce

Les données géochimiques concernant la diagenèse précoce des monticules carbonatés de l'Escarpement de Pen Duick sont issues des travaux de géochimistes et microbiologistes membres du projet MiCROSYSTEMS (Maignien *et al.*, 2010; Pirlet *et al.*, 2011; Templer *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). Même s'ils sont peu espacés les uns des autres (*e.g.* 1.5 kilomètre entre Alpha et Gamma), ces monticules carbonatés sont affectés par des phénomènes de diagenèse précoce et de reminéralisation de la matière organique bien distincts, sous le contrôle de fluides ascendants (Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). Pour sa part, le monticule Gamma n'est pas influencé par ces fluides ascendants riches en hydrocarbures. Les eaux interstitielles de Gamma ont des teneurs élevées en fer dissous (et réactif), des concentrations en sulfures d'hydrogène très faibles et les taux de réduction des sulfates mesurés sont très faibles (Wehrmann *et al.*, 2011). Cela semble indiquer que la reminéralisation (oxydation) de la matière organique d'origine sédimentaire est réalisée surtout par réduction dissimilatoire du fer, au détriment de la réduction des sulfates, qui n'est réalisée qu'à de très faibles taux (Canfield, 1989; Lovley, 1997; Weber *et al.*, 2006; Wehrmann *et al.*, 2011). De plus, en se basant sur les analyses d'isotopes stables de l'oxygène et du soufre pour les ions sulfates en solution et les phases minérales soufrées, la réduction des sulfates semble elle-même couplée au cycle oxydant du soufre (*i.e.* dismutation du soufre) (Canfield *et al.*, 1993; Weber *et al.*, 2006; Wehrmann *et al.*, 2011). A l'inverse, les monticules Alpha et Beta sont influencés par des fluides ascendants de méthane et l'oxydation anaérobie du méthane est un phénomène important (Foubert *et al.*, 2008; Maignien *et al.*, 2010; Wehrmann *et al.*, 2011). Les mécanismes diagénétiques spécifiquement liés aux fluides riches en méthane ne peuvent donc être ignorés dans le secteur de Pen Duick (Foubert *et al.*, 2008) mais, à ce jour, aucune évidence de précipitation authigène liée à l'oxydation anaérobie du méthane n'a été mise à jour (Foubert *et al.*, 2008; Maignien *et al.*, 2010; Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). De plus, à faible profondeur (jusqu'à quelques dizaines de centimètres sous l'interface eau-sédiment), les profils de concentrations des eaux

interstitielles témoignent d'un contraste géochimique peu prononcé voire inexistant (Wehrmann *et al.*, 2011).

5.2.5 Analyses de la fraction organique fluorescente dissoute dans l'eau

Les monticules à coraux d'eaux profondes et froides modernes ont plusieurs points communs avec les « mudmounds » anciens, tels que leur environnement de dépôt, leurs morphologies, leurs dimensions et leurs faciès fins. L'organominéralisation joue un rôle important dans la genèse et l'accrétion des « mudmounds » phanérozoïques (Neuweiler *et al.*, 1999; Bourque *et al.*, 2004), est-ce également applicable aux exemples modernes? L'analyse de la fraction organique fluorescente dissoute (FDOM) dans l'eau interstitielle des monticules carbonatés de l'Escarpement de Pen Duick a pour but d'évaluer le potentiel d'organominéralisation (Larmagnat et Neuweiler, 2011).

5.2.5.1 Mesure des sulfates dans l'eau interstitielle

Le ratio molaire sulfate/chlorure (Figure 5-3) montre une décroissance linéaire depuis les valeurs maximales (marines) mesurées au sommet de la carotte ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^- = 0.029$) jusqu'aux valeurs minimales, comprises entre 0.015 et 0.014, mesurées dans les niveaux plus profonds de la carotte. En supposant que cette décroissance soit parfaitement linéaire, cela place le zéro des sulfates à environ 8 mètres de profondeur. De tels faibles taux de réduction des sulfates ont été rapportés dans le secteur (Maignien *et al.*, 2010; Wehrmann *et al.*, 2011). Cela suggère que les sulfates marins passent par diffusion à travers la couche de sédiment supérieur (superficielle) jusqu'à atteindre la transition méthane-sulfate (Burdige, 2006).

5.2.5.2 Pics de Fluorescence

Les pics de fluorescence SR et BT (Figure 5-4) correspondent à ce que (Burdige *et al.*, 2004) ont décrit comme étant des pics d'origine protéinique de haute et basse énergie respectivement. Ces deux pics sont liés à la fluorescence d'acides aminés aromatiques, le tryptophane et la tyrosine (Mayer *et al.*, 1999). En raison de possibles interférences spectrales et des réponses variables de ces composés, selon qu'ils se trouvent sous forme dissoute dans l'eau ou comme faisant partie de protéines, de polypeptides ou de matières

humiques fraîchement formées, une séparation fiable de la fluorescence causée par le tryptophane de celle causée par la tyrosine reste difficile (Coble *et al.*, 1990; Mayer *et al.*, 1999; Burdige *et al.*, 2004; Neuweiler et Burdige, 2005). La fluorescence de type protéique représente une fraction FDOM témoignant de l'activité biologique (Parlanti *et al.*, 2000).

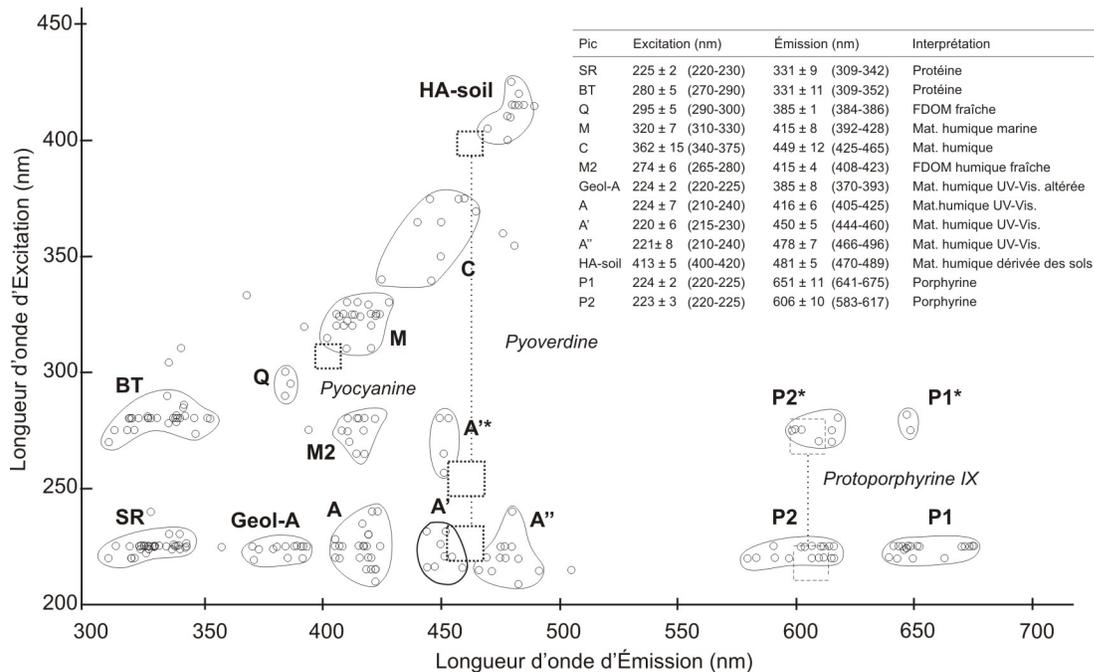


Figure 5-4 : Distribution des pics de fluorescence obtenus pour un total de 29 échantillons d'eau (28 échantillons d'eaux interstitielles et un échantillon d'eau marine obtenus pour les monticules Gamma et Beta (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011)). Le pic A'* représente une valeur minimale pour le pic A' mesuré sur la pente du pic A' en raison du phénomène d'interférence dû à l'effet Rayleigh (dispersion de la lumière dans l'eau). Ces interférences ont pu être éliminées pour le second set d'échantillons (campagne N.O. Belgica 2009) en utilisant un filtre adéquat. Pour les pics de protoporphyrine IX, de pyoverdine et de pyocyanine, des standards commerciaux ont été utilisés (Sigma-Aldrich). La position du pic de pyocyanine* (dérivé de l'activité de bactéries *Pseudomonas aeruginosa*) a été déterminé graphiquement à partir des travaux de Shelly *et al.* (1980). La terminologie des pics et leurs interprétations sont basées sur les travaux de Coble (1996), Christl *et al.* (2000) et Burdige *et al.* (2004).

Les pics M et C (Figure 5-4) correspondent respectivement à des pics de fluorescence de matière humique et de matière humique marine (Coble *et al.*, 1990; Coble, 1996). Ces deux pics sont communément trouvés dans les eaux naturelles. Le pic M a pour origine la reminéralisation de la matière organique fraîchement formée qui prend place dans l'environnement marin (Coble *et al.*, 1998). Le pic C qui se situe, quant à lui, en continuité du pic M, quoique légèrement décalé vers le rouge, pourrait avoir comme origine la

diagenèse (polycondensation) de la matière organique d'origine terrestre (Coble *et al.*, 1993; Coble, 1996; Christl *et al.*, 2000; Burdige *et al.*, 2004).

La distribution des pics M et C (Figure 5-4) implique une origine autochtone, marine pour les deux pics car ils s'étirent le long d'une ligne bien séparée du pic de fluorescence HA-soil. La position du pic HA-soil est identique à celle des acides humiques de poids moléculaire relativement faible qui dérivent des sols (Christl *et al.*, 2000).

Le pic de fluorescence A a été originellement attribué à un large épaulement de fluorescence de type humique UV : visible (em. 380 à 460 nm) (Coble, 1996). Cependant, une observation détaillée de ce pic A confirme les observations de Burdige *et al.* (2004) selon lesquelles il s'agirait en fait d'un pic d'origine composite. Dans notre cas, il y a trois pics bien distincts (les pics A, A', A'') qui sont respectivement disposés le long de bandes d'émission associées aux pics M, C et HA-soil (Figure 5-4). Cet épaulement de fluorescence composite s'étirant le long des pics A à A'' représente vraisemblablement un réservoir de FDOM réfractaire d'origine à la fois marine et terrestre (Coble, 1996; Parlanti *et al.*, 2000; Burdige *et al.*, 2004).

Cinq pics (labelés M2, Geol-A; P1, P2, Q dans Figure 5-4) n'ont pas de correspondance directe et évidente avec les pics de fluorescence communément rencontrés dans la littérature. Le pic M2 a été observé dans des eaux interstitielles associées à des tissus mous d'invertébrés marins (éponges) en cours de dégradation. Il représente des composés humiques réactifs, fraîchement produits (Neuweiler et Burdige, 2005). Le pic Geol-A se situe dans la continuité du pic A, mais décalé vers le bleu (Figure 5-4). Ce phénomène est présent de façon subordonnée dans de nombreux exemples d'eaux interstitielles marines naturelles (Coble, 1996; Burdige *et al.*, 2004) mais n'atteint pas l'importance (absolue) observée dans des extraits aqueux de roches sédimentaires fluorescentes (Neuweiler *et al.*, 2009) Le pic Geol-A est considéré comme dérivant de l'altération de FDOM marine réfractaire (pic A dans Figure 5-4), soit par maturation thermique, soit due à un stade tardif de biodégradation (Kisand *et al.*, 2008).

Les pics P1 et P2 font partie de deux bandes d'émission (P1-P1*; P2-P2* dans Figure 5-4) qui s'étirent le long des axes 650 nm et 600 nm. La bande à 650 nm est similaire à la fluorescence dérivée de la chlorophylle comme cela a été décrit par Coble *et al.* (1998); leur pic P ayant pour position ex. 398 nm; em. 660 nm. Cependant, le fluorophore de la chlorophylle est une porphyrine. Les porphyrines ont des sources biologiques multiples (chlorophylle a, bactériochlorophylle, protoplasma, méthanogènes, méthanotrophes) et ont tendance à former des complexes métalliques dans les eaux interstitielles et les « fuels » fossiles (Gunsalus et Wolfè, 1978; Callot *et al.*, 1990; Mayr *et al.*, 2008). La bande à 600 nm (P2-P2* dans Figure 5-4) est en accord parfait avec le spectre d'émission obtenu pour une protoporphyrine commerciale (protoporphyrine IX), ce qui supporte l'hypothèse selon laquelle la signature de fluorescence de P1 et P2 a pour origine une porphyrine.

Finalement, à notre connaissance, le regroupement de pics libellés pic Q dans ce travail (Figure 5-4) n'a jusqu'à présent jamais été reporté dans les eaux marines interstitielles. La position du pic Q est similaire à celle du pic N (ex. 280 nm ; em. 370 nm) de Coble *et al.* (1998). Dans leur cas, le pic N représente de la matière organique fluorescente dissoute (FDOM) non-humique fraîchement produite, typique des eaux de surface qui montre une bonne corrélation avec la chlorophylle a. A l'opposé, le pic Q (ex. 295 nm ; em. 385 nm) est présent dans l'eau interstitielle de sédiments déposés à plusieurs centaines de mètres de profondeur et ne montre aucune corrélation avec la fluorescence de type porphyrine. L'analyse de sidérophores commerciales (pyocyanine et pyoverdine ; Figure 5-4) n'a révélée aucune correspondance avec le pic Q alors qu'il existe dans la littérature (Shelly *et al.*, 1980), un exemple de signature en fluorescence de certaines chaînes bactériennes (*Pseudomonas* sp.) qui se révèlent être très similaires à celle de notre pic Q. Enfin, il est à noter que le pic Q forme une bande d'émission avec le pic Geol.-A.

5.2.5.3 Patrons de fluorescence rencontrés (Monticule Gamma)

Le patron 1 (Figure 5-5A) montre des intensités de fluorescence importantes pour les pics SR>>Geol-A>BT. Les pics d'importance subordonnée (< 50 qsu) sont P1, A, M2 et P2 sachant que M2 n'est pas toujours présent. Le patron 1 témoigne d'une activité biologique importante combinée à une accumulation mineure de FDOM réfractaire, ce qui indique un

système relativement ouvert. Ce patron est présent à des profondeurs faibles (cinq premiers centimètres de sédiment) mais aussi jusqu'à 170 cm de profondeur.

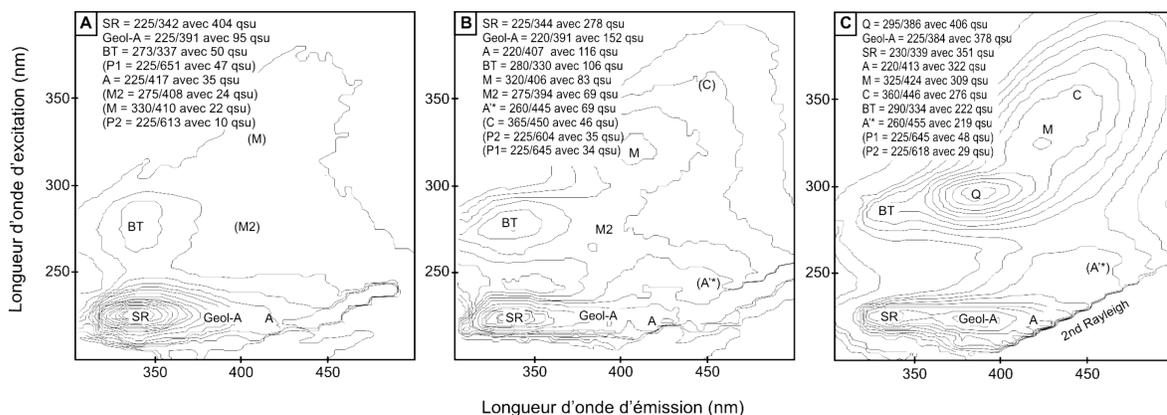


Figure 5-5 : Patron de fluorescence représentatifs des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte MD32-19G (carotte gravitaire, monticule Gamma). Le pic A'* représente une valeur minimale pour le pic A' mesuré sur la pente du pic A' en raison du phénomène d'interférence de second ordre de l'effet Rayleigh. Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).

Le patron 2 (Figure 5-5B) montre des intensités de fluorescence importantes pour les pics $SR > Geol-A > A \approx BT > M > M2 = A^*$. Les pics d'importance subordonnée (< 50 qsu) sont C, P2 and P1. Ce patron est le résultat de la combinaison d'une activité biologique, de l'humification progressive, de la maturation et de l'accumulation de FDOM réfractaire dans un système assez (relativement) fermé. Comparée au patron 1, l'accumulation de composés humiques fraîchement produits (M2), de composés humiques réfractaires (pic Geol-A, pic A) et de porphyrines est relativement importante. Le patron 2 est présent de façon répétitive tout le long de la carotte à de faibles profondeurs (dans les premiers centimètres) et jusqu'à l'échantillon le plus profond situé à 295 cm.

Le patron 3 (Figure 5-5C) montre des intensités de fluorescence importantes pour les pics $Q > Geol-A > SR > A \approx M > C > BT \approx A^*$. Les pics d'importance subordonnée (< 50 qsu) sont les pics P1 et P2. Le patron 3 indique que l'activité biologique est combinée avec la production du pic Q et avec une importante accumulation de FDOM réfractaire et de composés humiques d'origine marine (pics M et C). Dans le patron 3, la fluorescence de

type protéique atteint des intensités semblables à celles observées pour le patron 1 et l'intensité de fluorescence totale est également maximale. Le patron 3 est présent à partir de 200 cm de profondeur.

5.2.5.4 Distribution verticale des pics de Fluorescence (Monticule Gamma)

Verticalement, cinq niveaux différents sont caractérisés par une activité biologique importante signalée par le pic SR (Figure 5-6). L'intensité de fluorescence pour le pic SR est très élevée à 220 cm et 295 cm de profondeur. Une intensité de fluorescence intermédiaire (moyenne) est mesurée proche de la surface, à une dizaine de centimètres de profondeur et à 100 cm de profondeur. La distribution verticale de la fluorescence liée à l'activité biologique (pic SR) est en excellente corrélation avec la distribution du pic P1 (Figure 5-6), ce qui suggère que le pic P1 provient d'une source biologique autochtone.

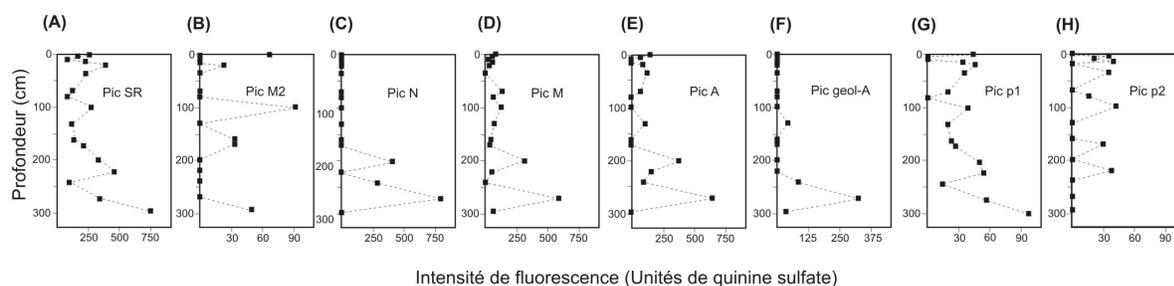


Figure 5-6 : Distribution verticale des pics de fluorescence (carotte gravitaire MD32-19, Monticule Gamma). Noter l'excellente corrélation du pic de nature protéinique SR et du pigment P1 associé à la fluorescence des porphyrines. Les pics M, A et Geol.-A augmentent progressivement avec la profondeur alors que le pic Q apparaît à 2 m de profondeur (Larmagnat et Neuweiler, 2011).

Les cinq niveaux caractérisés par une activité biologique importante représentent la source pour des composés humiques interstitiels fraîchement produits. Ces composés (retracés par le pic M2, et avec précaution, par le Q) sont importants au sommet de la carotte et à 100 cm de profondeur (pic M2) mais aussi à des profondeurs plus grandes, entre 200 et 270 cm (pic Q). Les pics M2 et Q semblent s'exclure mutuellement. Pour la partie sommitale de la carotte, la distribution du pic M2 est en bonne corrélation avec celle du pic SR alors que pour la partie basale, le pic Q est en corrélation avec les pics M, A et, dans une moindre mesure, avec le pic Geol-A.

La formation et l'accumulation de FDOM réfractaire peut-être retracée par les patrons de distribution observés pour les pics M, A et Geol-A. Bien que ces composés humiques réfractaires soient présents à travers la partie supérieure de la carotte, une accumulation significative ne débute pas avant 2 mètres de profondeur. Le patron de distribution du pic P2 ne montre pas de tendance claire. Ce pic P2 apparaît plutôt de manière rythmique et disparaît à partir de 230 cm de profondeur.

5.2.5.5 Données complémentaires

5.2.5.5.1 *Monticule Gamma*

Les échantillons d'eaux interstitielles prélevés dans les box-cores de Gamma mound (campagne du N/O Belgica 2009) représentent le sédiment de surface et de subsurface (à 20 cm de profondeur environ). Les spectres EEM (Figure 5-7) montrent une intensité de fluorescence qui est jusqu'à deux fois plus intense que celle des échantillons prélevés dans la carotte MD08-3219G (campagne du N/O Marion Dufresne 2008). L'eau interstitielle des sédiments de surface montre des intensités de fluorescence importantes pour les pics $SR > A > A' > \text{Geol-A} > A'' \approx M > BT > M2$ (Figure 5-7A). Les pics de moindre importance (< 50 qsu) sont P1, P2, C, et HA-soil. Ce patron de fluorescence reflète une certaine activité biologique combinée à l'accumulation de composés humiques d'origine marine et de matière réfractaire. Il y a également la signature bien distincte de FDOM d'origine terrigène (HA-soil). Comparés aux échantillons de surface, les échantillons prélevés en subsurface montrent une augmentation significative de la fluorescence associée aux composés humiques d'origine marine et en composés réfractaires alors que la fluorescence liée aux protéines et composés d'origine terrigène diminue de façon relative et absolue (Figure 5-7B). Les deux types de spectres sont concordants avec ceux observés dans la partie supérieure de la carotte MD08-3219G (Figure 5-7A-B). Cependant, il y a une différence importante quant à la signature terrigène (retracée par le pic HA-soil) et l'expression du pic M2.

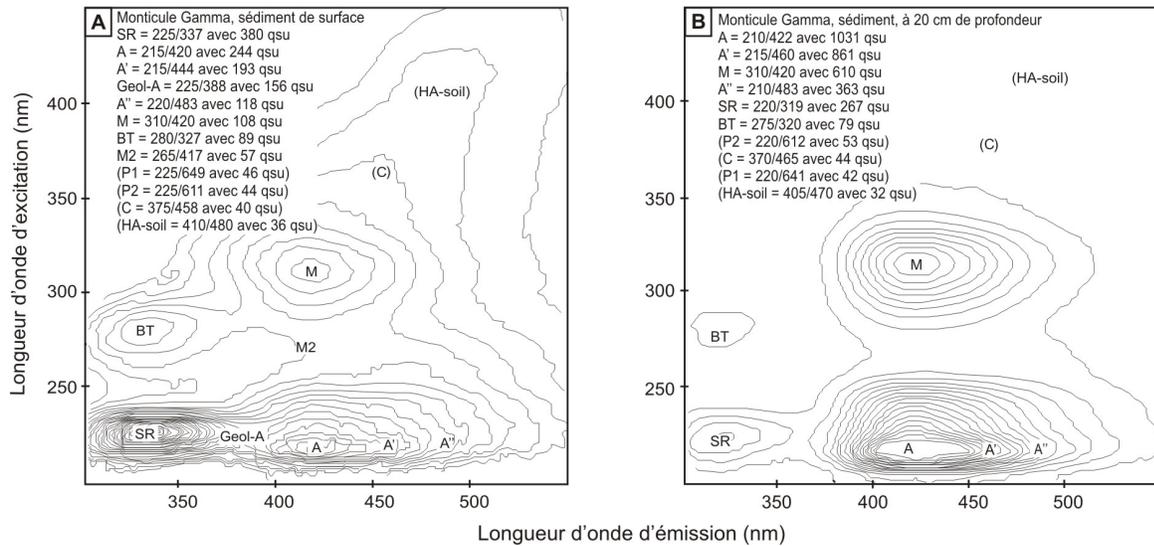


Figure 5-7 : Patterns de fluorescence représentatifs des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte B09-1405BC (monticule Gamma). Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).

5.2.5.5.2 Monticule Beta

Les échantillons d'eaux prélevés dans le cas du monticule Beta (campagne du N/O Belgica 2009) représentent l'eau interstitielle de subsurface (20 cm de profondeur) et les eaux de fond. L'eau interstitielle (Figure 5-8A) est dominée par la fluorescence de type protéinique (SR et BT) et la fluorescence associée aux composés humiques réfractaires. Les pics identifiés sont les suivants : $SR \approx Geol.-A > A \approx BT > A'' \approx A' > M > P1 \approx M2 > HA-soil \approx C$ ($P2 < 50$ qsu). Ce patron de fluorescence est complexe et il combine l'activité biologique, l'accumulation de composés humiques réfractaires d'origine marine et terrigène ainsi que la production de composés humiques frais et réactifs (pic M2).

L'eau de fond (Figure 5-8B) est dominée par la fluorescence de type protéinique avec les pics $SR > BT > A'' \approx A \approx Geol.-A > M \approx P2$. Les pics de moindre importance (< 50 qsu) sont P1, M2, and HA-soil. En comparant avec les pics enregistrés pour les échantillons d'eau interstitielle du monticule Beta, les pics de protéine sont décalés vers le bleu (*i.e.* vers de plus faibles longueurs d'onde). Un tel décalage peut être expliqué par la dégradation des protéines en composés polypeptidiques (Burdige *et al.*, 2004; Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2009). Cela implique que dans le cas du monticule Beta, les eaux de fond

obtiennent la plus grande partie de leur fluorescence de type protéinique *via* l'exsudation et la diffusion de la colonne de sédiments. L'eau de fond comporte elle-même un important réservoir de FDOM réfractaire et de FDOM humique d'origine marine et terrigène. L'absence de signature de fluorescence de type HA-soil dans les sédiments du monticule Gamma est probablement due à la perte de la véritable interface eau-sédiment par l'utilisation du carottier à gravité.

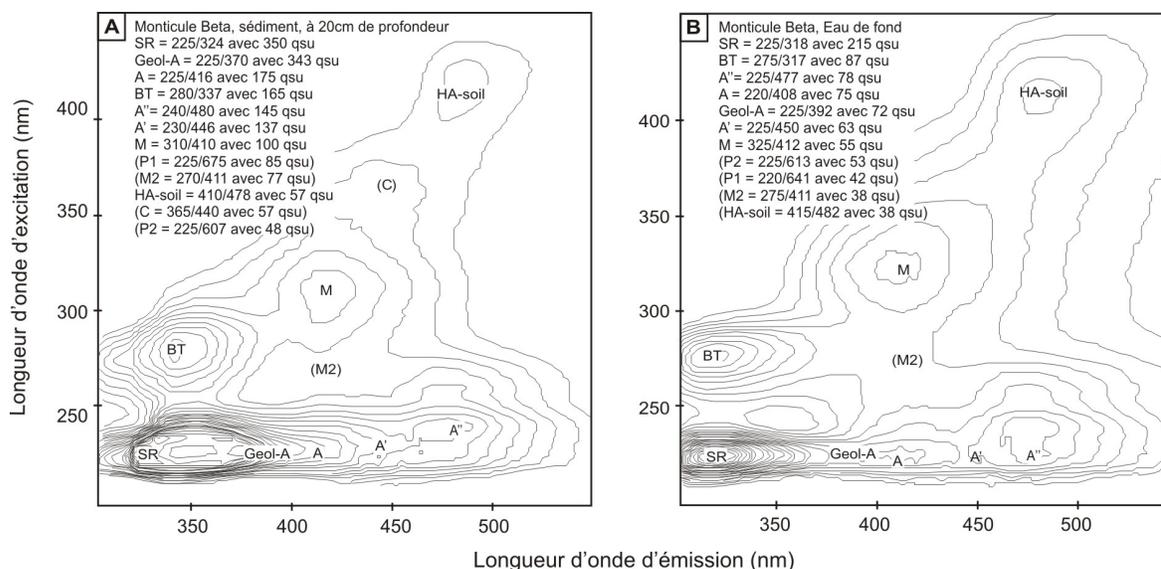


Figure 5-8 : Patterns de fluorescence représentatifs (A) des échantillons d'eaux interstitielles prélevés sur la carotte B09-1401BC (monticule Beta) et (B) de l'échantillon d'eau de fond collecté au moyen d'une bouteille de type Niskin embarquée sur le ROV GENESIS (Campagne N.O. Belgica 2009). Les valeurs entre parenthèses représentent les pics de fluorescence qui sont graphiquement indistincts ou qui se trouvent hors du champ des longueurs d'onde représentées ici (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).

5.2.6 Interprétations

5.2.6.1 Processus sédimentaires

5.2.6.1.1 Installation et développement des coraux

Pour leur installation et leur croissance, les coraux d'eaux froides nécessitent des conditions de température (4 à 12 °C) et de salinités particulières (32 à 38.8 ‰) un substrat dur permettant l'attachement initial et un régime hydrodynamique localement accru, en

relation étroite avec les eaux de surface (Freiwald *et al.*, 1997; Duineveld *et al.*, 2004; Roberts *et al.*, 2006). Ces conditions hydrodynamiques vigoureuses permettent l'évacuation des déchets, évitent et/ou limitent l'enfouissement par le sédiment et jouent aussi un rôle crucial dans l'apport d'éléments nutritifs pour les organismes filtrants vivant fixés sur le fond. L'existence d'un haut-fond topographique, tel que l'Escarpement de Pen Duick, contribue donc à créer un environnement hydrographique dynamique. Les courants de fond sont localement accrus et les eaux de surface riches en nutriments sont en quelque sorte piégées au-dessus de ce relief sous-marin. De plus, la présence de couches néphéloïdes (couches à turbidité accrue), notamment au pied de l'Escarpement (entre 400-600 m de profondeur), concourt également à faire du secteur de Pen Duick un site attractif classique pour le développement des coraux d'eaux froides (White *et al.*, 2005; Roberts *et al.*, 2006; Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011). Toutefois, dans le Golfe de Cadiz, la présence des monticules à coraux n'est pas strictement limitée aux reliefs topographiques. Des monticules sont présents au pied de l'Escarpement (Foubert *et al.*, 2008) ou à proximité des volcans de boue (Akhmetzhanov *et al.*, 2007). De plus, même si les conditions favorables semblent être réunies, aucun (ou très peu) coraux vivants n'a été observé dans le secteur de Pen Duick (Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011). Les observations vidéos menées dans le secteur de Pen Duick (monticules Alpha, Beta et Gamma) ont révélé de larges étendues du faciès « coral rubble » qui témoignent donc d'une époque propice aux coraux d'eaux froides (Planche 30A). Le développement de ces coraux semble avoir été optimal lors des périodes glaciaires, associées à des courants de fond vigoureux synonymes de taux de sédimentation faible. Leur développement aurait cessé à la fin de l'évènement du Dryas inférieur (« Younger Dryas ») il y a 12000 ans (Foubert *et al.*, 2008; Wienberg *et al.*, 2009; Wienberg *et al.*, 2010). Les travaux de Dullo *et al.* (2008) en mer du Nord et mer d'Irlande, ont permis de mettre en évidence qu'une densité minimale des eaux est nécessaire au développement des monticules à coraux d'eaux froides. Dans le secteur de Pen Duick, les données disponibles correspondent à des eaux de densité inférieure à 27.25 kg m^{-3} , ce qui, comme cela a été documenté dans le Golfe de Gascogne (De Mol *et al.*, 2011), n'est pas favorable au maintien des communautés de scléactiniens actuelles.

5.2.6.1.2 Styles de préservation et taphonomie

En ce qui concerne l'état de conservation des organismes et de leurs squelettes, de nombreux phénomènes prennent place du vivant des organismes mais aussi, post-mortem, et ce parfois, très précocement (Scoffin, 1992). Une fois les coraux installés, l'accrétion verticale de leur squelette et l'accumulation de débris coralliens issus du démantèlement physique de la colonie contribuent à la création d'une morphologie monticulaire (Freiwald *et al.*, 1997). Cependant, la géométrie finale d'un monticule (*i.e.* l'objet géologique) sera fortement dépendante du style de préservation. Tout comme les coraux vivants dans les eaux tropicales et chaudes (Kobluk, 1988; Greenstein et Moffat, 1996), la faune associée aux coraux scléactiniens, et notamment la faune épilithique (*e.g.* bryozoaires, polychètes, mollusques) et endolithique (*e.g.* champignons, foraminifères, éponges) jouent un rôle dans l'édification de la structure monticulaire (Planche 34A-D; 37A-C; 38D). Ces organismes encroûtants, par l'ajout de leur squelette ou test calcaire, renforcent la charpente récifale et remplissent les espaces vides entre les coraux. Ils aident aussi au piégeage des particules sédimentaires et fournissent des sites potentiels supplémentaires pour la cimentation (Scoffin, 1981). Il existe peu de travaux évaluant la part de production carbonatée strictement associée aux organismes épilithiques (épibiontes et épiphytes) et à leurs squelettes. Frankovich et Zieman (1994) proposent une revue non exhaustive de la production de carbonates par des organismes épilithiques modernes vivant associés aux algues *Thalassia*. Les données sont très disparates (de 30 à 2800 g.an⁻¹.m⁻²) et même si les valeurs maximales sont sujettes à discussion, la part de production carbonatée associée aux organismes épilithiques n'est pas négligeable dans le budget sédimentaire d'un monticule (Bosence *et al.*, 1985; Nelsen et Ginsburg, 1986; Frankovich et Zieman, 1994). En réponse à l'agression que représente la colonisation par les encroûteurs, les coraux scléactiniens vivants sécrètent un mucus qui permet la cimentation de coquilles de brachiopodes ou de bivalves (Planche 36A) ou encore la cimentation de branches de corail cassées afin d'assurer l'intégrité de la colonie (Planche 36D). Ce mécanisme de protection contre l'érosion/altération biologique permet de renforcer le calice (épaississement parfois considérable de l'épithèque) et rend donc la colonie plus compétitive vis-à-vis de la colonisation de l'espace et plus résistante à la destruction physique et biologique (Wilson, 1979; Freiwald et Wilson, 1998; Reitner, 2005; Beuck *et al.*, 2007).

En revanche, après la mort des organismes et le début de leur enfouissement, différents processus taphonomiques affectent les coraux scléactiniens et les fragments de coraux (Scoffin, 1992; Perry et Hepburn, 2008). Les squelettes coralliens montrent souvent des signes d'altération physico-chimique et/ou biologique tels que la création de cavités de dissolution (Planche 37D) ou le dépôt de croûtes polymétalliques (Planche 37C-D) (Freiwald et Wilson, 1998). La macro-bioérosion réalisée principalement par les éponges, les bivalves et les vers, est un phénomène bien connu pour les récifs coralliens tropicaux (Chazottes *et al.*, 1995; Perry, 1998). Il en va de même, pour les milieux profonds, à coraux d'eaux froides comme cela a été documenté pour les récifs de la mer de Norvège (Freiwald *et al.*, 1997; Freiwald et Wilson, 1998; Roberts *et al.*, 2009) ou pour ceux du banc de Porcupine (Beuck *et al.*, 2007). En termes de micro-bioérosion, l'activité de champignons endolithiques (parasites ou saprobes) est un des exemples les plus couramment documentés dans la littérature. Pour les monticules à coraux d'eaux froides, la bioérosion causée par les champignons et les éponges de type Clionides (Planche 38A) est considérée comme le mécanisme destructif le plus efficace (Freiwald *et al.*, 1997). La bioérosion, *sensu lato*, est responsable du démantèlement de la structure squelettique qui aboutit donc aux faciès biodétritiques de type « coral rubble ». A plus petite échelle, les communautés de bioérodeurs produisent un sédiment interne, à grains fins, qui va remplir les espaces vides, aussi bien dans la partie vivante du système « récifal » que dans les zones de démantèlement (« aprons » *sensu* Freiwald *et al.*, 1997).

Dans le cas des monticules de Pen Duick, l'existence de larges étendues à faciès « coral rubble » témoigne de l'activité importante des macro- et micro-bioérodeurs (Planche 37D; 38A-D; 39A) qui a activement démantelé les structures coralliennes. Il est cependant impossible de statuer si ce sont les phénomènes bioérosifs vigoureux qui sont responsables du déclin des communautés coralliennes ou s'ils ont seulement accéléré la transformation d'un récif vivant en monticule à débris de coraux, lorsque les conditions environnementales ont cessé d'être favorables à la vie des scléactiniens. L'importante fraction sédimentaire d'origine continentale (contenu élevé en argiles, cf. Figure 5-3) témoigne quant à elle, de l'influence du flux terrigène. Des études plus poussées des communautés d'encroûteurs et de bioérodeurs (*e.g. via* la réalisation de moulages) (Beuck et Freiwald, 2005) pourraient

permettre de distinguer un éventuel gradient des perturbations terrigènes, dépendant des apports sédimentaires d'origine fluviale et de l'action des vagues (Mallela, 2007).

5.2.6.2 Processus diagénétiques

5.2.6.2.1 *Processus biogéochimiques*

Les résultats de l'expédition IODP 307 menée en 2005 sur Challenger mound, au large de l'Irlande (Foubert et Henriët, 2009) ont mis en évidence l'importance des processus biogéochimiques dans la formation, le développement et la conservation des grands complexes de monticules carbonatés à coraux d'eaux profondes et froides, ou, en d'autres termes, la transformation d'un « mound » enfoui en un « mound » géant (Castanier *et al.*, 1999; Henriët *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 2006; Foubert *et al.*, 2008; Webster *et al.*, 2009; Wehrmann *et al.*, 2009). Les bactéries contribuent aux processus de reminéralisation de la matière organique qui ont des conséquences directes pour le pH et l'alcalinité et contrôlent donc la formation et la préservation de carbonates de calcium (Tribble, 1993). Dans le cas des monticules à coraux d'eaux profondes et froides de l'Atlantique Nord (Ferdelman *et al.*, 2006; Webster *et al.*, 2009; Wehrmann *et al.*, 2009), les communautés jouent un rôle prépondérant dans l'installation du récif (formation d'un harground) ainsi que pour la formation de la géométrie finale *via* les phénomènes de diagénèse précoce (*e.g.* induration *versus* dissolution). Pour le secteur de Pen Duick, malgré l'absence d'évidences concrètes, Templer *et al.* (2011) estiment que les communautés bactériennes pourraient avoir joué un rôle important en ayant fourni un substrat adéquat pour les coraux scléactiniens.

5.2.6.2.2 *Fluides ascendants riches en hydrocarbures*

C'est Hovland (1990) qui, pour la première fois, a proposé que des suintements de gaz (« gas seeps ») pouvaient être à l'origine des monticules à coraux d'eaux froides de l'Atlantique Nord. Travaillant alors sur des exemples de la marge continentale norvégienne, il suggéra qu'une partie des éléments nutritifs des communautés coralliennes provenait de bactéries chemosynthétiques qui, à leur tour, étaient étroitement associées à des suintements de gaz. Par la suite, de nombreux travaux sur la marge norvégienne (Hovland et Thomsen, 1997; Henriët *et al.*, 1998; Hovland et Risk, 2003; Hovland, 2008) ainsi qu'en

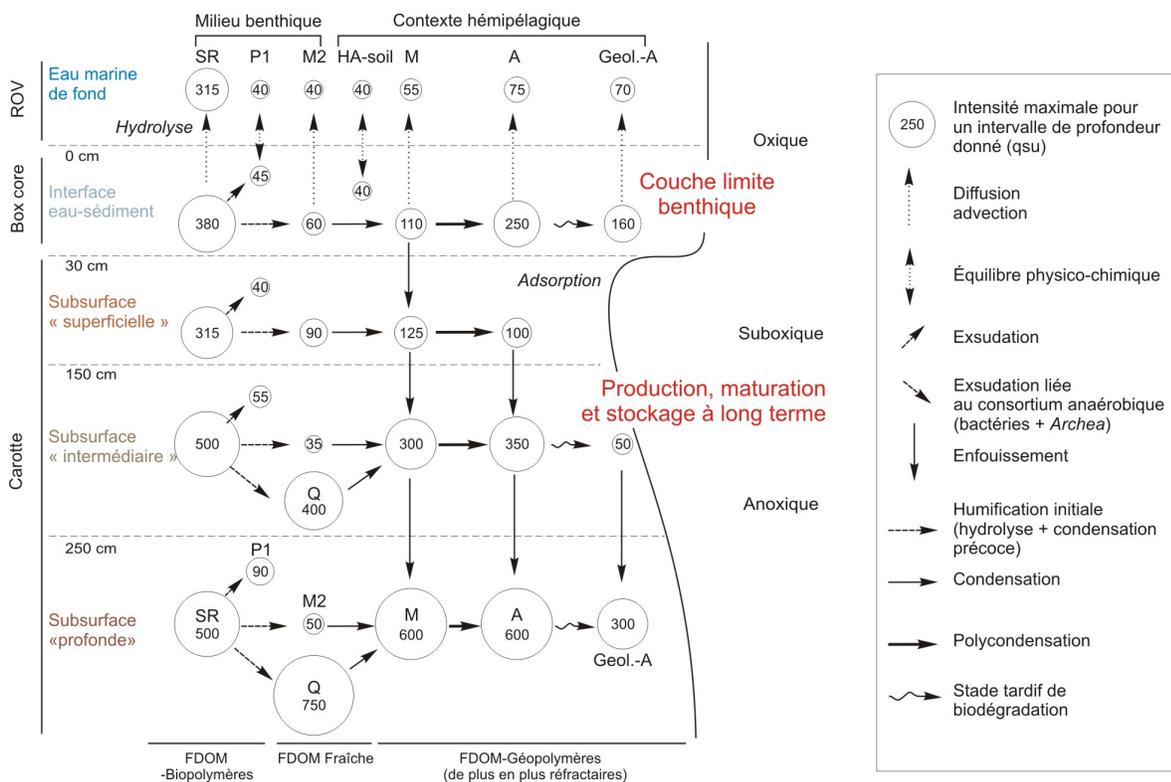
mer d'Irlande (bancs de Porcupine et Rockall) postulèrent que la nucléation des monticules à coraux était étroitement liée aux fluides riches en hydrocarbures et aux processus biogéochimiques associés. Cependant, jusqu'à ce jour, aucun lien direct et clair n'a pu être établi. D'ailleurs, dans le cas des monticules à coraux du banc de Rockall, l'emphase a été portée sur le fait que c'est la présence d'un haut-fond qui semble avoir conditionné l'installation des communautés à *Lophelia pertusa* et non l'échappement de fluides ascendants et la formation de pockmarks (Masson *et al.*, 2003). Pour l'Escarpement de Pen Duick, les évidences de suintements d'hydrocarbures ont été enregistrées aussi bien au niveau des monticules carbonatés, au sommet de l'Escarpement que dans les dépôts de la zone en dépression. Tout d'abord, l'enrichissement des eaux interstitielles en strontium (Sr^{2+}) et lithium (Li^+) est l'un des arguments en faveur d'une influence de fluides ascendants. Cependant, la comparaison avec les valeurs obtenues pour deux volcans de boue du secteur de Pen Duick semble indiquer que les fluides ascendants affectant les monticules de Pen Duick ont une origine différente (Hensen *et al.*, 2007; Wehrmann *et al.*, 2011). De plus, dans les sédiments de la dépression, les analyses isotopiques des marnes calcaires ont livré des valeurs très négatives pour le carbone. Ce type de signature isotopique est tout à fait conforme aux valeurs mesurées dans des carbonates authigènes dont la formation est associée à l'oxydation de méthane (Niemann *et al.*, 2006; Stadnitskaia *et al.*, 2008). Dans les niveaux riches en carbonates, les valeurs isotopiques faiblement négatives pourraient s'expliquer par un effet de dilution causé par la signature marine des carbonates biogéniques (coccolites et foraminifères notamment). En se basant sur l'interprétation des profils sismiques, Van Rooij *et al.* (2011) proposent deux sources et conduits possibles pour la migration des hydrocarbures. La première correspond aux couches du Miocène ayant subi le soulèvement tectonique. Ces couches à fort pendage représenteraient des conduits préférentiels pour la migration du méthane. La deuxième hypothèse envisage la déstabilisation (massive ?) d'hydrates de gaz qui sont en effet très communs dans la région même s'ils sont principalement associés aux volcans de boue. Dans ce sens, le volcan de boue Gemini, situé à proximité de l'Escarpement de Pen Duick (Figure 5-1), semble être un bon candidat pour avoir fourni ces hydrates de gaz. A notre connaissance, jusqu'à ce jour, aucun carbonate authigène clairement interprété comme étant

lié aux fluides riches en méthane n'a été retrouvé dans les sédiments des monticules carbonatés de Pen Duick (Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011).

5.2.6.2.3 Production de FDOM et flux associés

L'intégration des résultats des analyses des eaux interstitielles du monticule Gamma permet donc de faire un premier bilan de la production de FDOM et des flux au sein d'un monticule à coraux non influencé par la présence de méthane (Figure 5-9) afin de déterminer si le concept d'organominéralisation s'applique à cet exemple moderne. Tous les échantillons d'eaux interstitielles montrent une activité microbiologique. La matière organique fluorescente associée aux protéines est également présente dans l'échantillon d'eau de fond de Beta mais présente des pics de fluorescence décalés vers le bleu (Figure 5-8B) qui suggèrent l'hydrolyse et la diffusion des produits de dégradation des protéines (polypeptides, amino-acides en solution) depuis le domaine benthique jusque dans la colonne d'eau. L'excellente corrélation observée entre la distribution verticale du pic de fluorescence protéique (SR) et du pic de fluorescence de type porphyrine (P1) indique que ces pigments proviennent de bactéries benthiques, non-chlorophylliennes et qu'ils dérivent probablement de l'exsudation du protoplasme bactérien. La zone diagénétique de surface (*i.e.* les premiers 150 cm) n'agit pas comme un puits de matière organique réfractaire ce qui implique donc la diffusion de ces molécules dans la colonne d'eau et/ou une reminéralisation (*via* oxydation) de la matière organique. A l'inverse, à partir de 150 cm de profondeur, il s'agit alors d'un système diagénétique anoxique fermé, où la production de FDOM benthique nette est en parfaite corrélation avec l'accumulation nette de matière organique humique d'origine marine (Pic M ; Figure 5-6) et de matière humique réfractaire (pic A ; Figure 5-6). Le pic Q apparaît comme étant un trait caractéristique de cet intervalle de profondeur. Il pourrait dériver de l'exsudation de pigments de type siderophore, tel que la pyocyanine qui est produite par les bactéries *Pseudomonas* (Shelly *et al.*, 1980; Skoog *et al.*, 1996) ou encore il pourrait correspondre à un produit intermédiaire de la fermentation. L'hypothèse de l'activité de bactéries de type *Pseudomonas* est supportée par la biodégradation de matière organique réfractaire (pic A) produisant un réservoir de matière organique fluorescente résiduelle (pic Geol-A). Dans cette tranche de sédiments de subsurface superficielle, il y a une diminution marquée de matière organique de type

réfractaire (pic A) associée avec seulement une légère augmentation de matière organique marine (pic M, Figure 5-6). Cette perte de matière organique de type réfractaire pourrait s'expliquer par une augmentation du pouvoir d'absorption liée aux changements de propriétés de surface des argiles accompagnant la perte d'eau (par compaction) et la variation de pH (Drouin *et al.*, 2010). La matière organique d'origine terrestre (HA-soil) est présente dans l'eau de fond, à la surface du sédiment et dans les eaux interstitielles à très faible profondeur. Sa disparition rapide est évidemment liée à la reminéralisation de la matière organique, en milieu oxygène, à l'interface eau-sédiment. La matière organique d'origine terrestre ainsi que la matière organique fraîchement produite dans les premiers centimètres de sédiment (Figure 5-9) contribuent toutes deux au budget en nutriments de la faune benthique locale. Toutes les autres fractions de FDOM présentes à l'interface eau-sédiment sont accessoires et représentent les pics de fluorescence communément identifiés dans les eaux marines (Burdige *et al.*, 2004).



non influencés par des fluides ascendants riches en hydrocarbures (d'après Larmagnat et Neuweiler, 2011).

5.2.6.2.4 Fluides organiques réactifs et potentiellement calcifiants

Les premières étapes du processus d'humification sont caractérisées par la dégradation des protéines (hydrolyse) et la condensation des produits de cette dégradation pour former un mélange complexe de macromolécules diagénétiques ou géopolymères précoces (Ziechmann, 1994). Une telle situation existe lorsque l'on retrouve dans un fluide donné les pics de protéines (*e.g.* SR) coexistants avec des pics de composés humiques fraîchement produits correspondant au pic M2 (Neuweiler et Burdige, 2005). Dans la carotte sédimentaire de Gamma (MD08-3219G), un tel fluide existe à la surface, à environ 20 cm de profondeur mais peu prononcé, puis bien marqué à 100 cm de profondeur (Figure 5-6). La position relativement superficielle d'un tel fluide réactif est en accord avec les observations géologiques qui ont permis de conclure à un processus de calcification ayant lieu proche de la surface, dans des conditions suboxiques (Neuweiler *et al.*, 2000; Neuweiler *et al.*, 2007). Le nouveau pic défini, pic Q, peut être aussi considéré comme un fluide réactif dans la mesure où se situe proche du pic M2 (Neuweiler et Burdige, 2005) et du pic N (Coble *et al.*, 1998), représentant tous deux de la matière organique fraîchement produite. Le pic Q est important à partir de 200 cm de profondeur et cette fraction de FDOM est bien corrélée avec la signature fluorescente d'une activité biologique active en profondeur, dans le sédiment. Cependant, ce pic Q semble appartenir à un système diagénétique fermé qui, en même temps accumule, de façon substantielle, de la matière organique réfractaire. Dans ce contexte, le recyclage anaérobie de la matière organique laisserait une signature isotopique enrichie en isotopes légers (Beauchamp et Savard, 1992; Gaillard *et al.*, 1992; Hendry, 1993). Cela semble indiquer que cette signature fluorescente (pic Q) ne peut pas correspondre au fluide calcifiant, tel que documenté dans les monticules anciens riches en éponges puisque pour ces derniers une telle signature de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ est absente (Neuweiler *et al.*, 2003).

5.2.6.1 Modes d'accrétion

Du fait de leur modeste taille (maximum 30 mètres de haut selon Van Rooij *et al.* (2011)), les monticules à coraux d'eaux froides du secteur de Pen Duick sont considérés

comme des stades juvéniles comparés aux grands complexes de la ride de Sula (Freiwald *et al.*, 2002), à ceux du bassin de Porcupine (De Mol *et al.*, 2002) ou de Rockall (Kenyon *et al.*, 2003; Mienis *et al.*, 2007b). Ils seraient en revanche comparables à ceux de la Province Belgica, en mer d'Irlande (Ferdelman *et al.*, 2006; Mienis *et al.*, 2007b; Huvenne *et al.*, 2009; Titschack *et al.*, 2009).

Dans le secteur de Pen Duick, les coraux d'eaux froides sont présents sous la forme de zones « cimetières » de dimension métrique à décamétrique bien délimitées et présentant des degrés d'enfouissement variable. Dans les conditions actuelles, l'Escarpement de Pen Duick, de par sa morphologie et son contexte océanographique, représente un lieu particulièrement attractif pour les coraux d'eaux froides. Sa situation topographique élevée, la présence de couches néphéloïdes et de courants renforcés concourent à créer un environnement très favorable au développement des coraux d'eaux froides comme cela a déjà été discuté pour la Mer d'Irlande (Wheeler *et al.*, 2007) ou encore le Golfe de Gascogne (De Mol *et al.*, 2011). Cependant, jusqu'à présent seulement peu de coraux vivants ont été observés dans le secteur de l'Escarpement de Pen Duick et leur répartition ne semble pas spécifiquement reliée aux monticules (Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011). Selon Wienberg *et al.* (2009), la croissance des coraux dans le Golfe de Cadiz aurait cessé il y a 12000 ans lorsque les conditions environnementales ont changé rapidement (épisode du Dryas inférieur). Au cours des derniers 48000 ans, des conditions environnementales idéales ont été réunies localement dans le secteur de Pen Duick afin de permettre l'installation et la croissance des coraux d'eaux froides mais les conditions actuelles n'y sont plus favorables (Wienberg *et al.*, 2009; Wienberg *et al.*, 2010; Van Rooij *et al.*, 2011). Les datations les plus récentes menées pour les monticules carbonatés de Pen Duick (De Mol, communication personnelle 2010) ont permis de montrer que ce n'est pas généralisable à toutes les espèces de coraux scléractiniens. L'espèce *Dendrophyllia* sp. a été capable de se développer durant les derniers 12000 ans (*i.e.* après l'événement du Dryas inférieur) car, elle a vraisemblablement eu la faculté de s'adapter à des conditions environnementales plus chaudes et des courants de fond réduits contrairement aux autres espèces, à savoir *Lophelia pertusa* et *Madrepora oculata* (De Mol *et al.*, 2011). Dans les conditions actuelles, la présence réduite des communautés coralliennes vivantes dans le

secteur de Pen Duick est également liée aux conditions océanographiques. Les valeurs de densité potentielle des eaux mesurées actuellement dans le secteur de Pen Duick sont inférieures à 27.25 kg m^{-3} ce qui est considéré comme trop faible pour garantir le maintien de conditions (nutritives) favorables aux scléractiniens (Dullo *et al.*, 2008). Enfin, l'absence d'influence tidale, qui est connue pour renforcer localement les apports nutritifs, semble être un facteur limitant additionnel (Wienberg *et al.*, 2009).

Malgré leur faible espacement, les monticules carbonatés du secteur de Pen Duick sont affectés par des phénomènes de diagénèse précoce et de reminéralisation de la matière organique bien distincts, qui semblent être, au moins en partie, contrôlés par des fluides ascendants riches en hydrocarbures (Foubert *et al.*, 2008; Pirlet *et al.*, 2011; Van Rooij *et al.*, 2011; Wehrmann *et al.*, 2011). Cependant, à ce jour, aucune évidence de précipitation authigène reliée à l'oxydation anaérobie du méthane n'a été mise à jour qui pourrait témoigner en faveur d'un mécanisme d'accrétion biogéochimique (diagénétique) pour les monticules de Pen Duick (Foubert *et al.*, 2008; Maignien *et al.*, 2010; Van Rooij *et al.*, 2011).

Pour démontrer l'existence du phénomène d'organominéralisation induite et supportée, ou ISOM (Trichet et Défarge, 1995), comme cela été documenté pour les monticules anciens riches en éponges (Neuweiler *et al.*, 1999; Neuweiler *et al.*, 2003; Neuweiler *et al.*, 2007), au sein des monticules à coraux d'eaux froides de l'Atlantique, deux conditions *sine qua non* doivent être réunies. Dans un premier temps, il est nécessaire d'identifier et de localiser des fluides calcifiants hautement réactifs correspondant aux étapes précoces d'humification (Ziechmann, 1994). En parallèle, il est également nécessaire d'avoir un substrat organique disponible pour adsorber ces fluides réactifs et conduire ainsi à la formation authigène de carbonate de calcium. En se basant sur l'exemple de l'éponge calcifiante *Sphaciospongia vesparium*, un réseau de fibres de collagène qui se dégrade et présente une porosité d'échelle nanométrique à micrométrique est un substrat tout à fait adéquat (Neuweiler *et al.*, 2007). Dans les sédiments de Gamma, des composés humiques, réactifs, fraîchement produits sont présents à des profondeurs inférieures ou égales à 100 cm mais, jusqu'à présent aucune trace de carbonate de calcium authigène n'a été observée,

que ce soit à l'échelle macroscopique (*e.g.* nodules néoformés) ou à l'échelle microscopique (*e.g.* cristaux CaCO_3 authigènes fluorescents). L'absence d'ISOM dans les sédiments de Gamma peut avoir deux explications. Tout d'abord, les processus de reminéralisation oxydante dans les premiers centimètres de profondeur (25 cm de sédiments bioturbés au sommet de la carotte) conduisent à la perte rapide des composés humiques réactifs qui partent, par diffusion dans la colonne d'eau (Figure 5-9). De plus, lorsque les composés humiques réactifs sont présents en quantités significatives (à 100 cm de profondeur de sédiment; Figure 5-6), il n'y a pas de substrat organique adéquat disponible pour que le phénomène d'ISOM prenne place. En effet, les sédiments du monticule Gamma ne montrent pas de macrofaune cryptique importante et les éponges siliceuses sont peu représentées (seulement quelques formes attachées sur les squelettes coralliens). A la place, la matrice sédimentaire se compose d'argiles hémipélagiques, collantes, d'une très faible perméabilité, qui agissent comme un agent de sorption très efficace. En milieu marin, dans la colonne d'eau puis lors de la sédimentation, les argiles, grâce à leurs propriétés de surface, ont la capacité de s'associer aux molécules organiques (Hedges, 1977; Hedges et Hare, 1987). La grande stabilité de ces liaisons chimiques peut expliquer le fait que la matière organique est préférentiellement préservée dans les sédiments, la rendant ainsi indisponible (ou non réactive) à toutes autres réactions bio(géo)chimiques, telle que, par exemple, l'organominéralisation (Drouin *et al.*, 2010; Larmagnat et Neuweiler, 2011). Tous ces éléments réunis ensemble (diffusion dans la colonne d'eau; sorption par les argiles; absence de substrat organique) peuvent donc expliquer l'absence du processus d'organominéralisation induite et supportée pour le monticule Gamma. Cette situation peut être généralisée à tous les monticules à coraux de l'Atlantique où la matrice sédimentaire est dominée par les argiles. Cependant, ce facteur devrait jouer un rôle bien moins important dans les environnements balayés par de forts courants de fond. Dans cette configuration, les corps sédimentaires lenticulaires à faciès « coral rubble » ou « coral graveyards » (Foubert *et al.*, 2008) représentent des sites prometteurs vis-à-vis d'ISOM. De plus, de tels faciès de cimetière de coraux, bien connus sur la Marge Atlantique Nord et, notamment en mer de Norvège, abritent une faune cryptique riche en éponges (Freiwald *et al.*, 1999) qui devrait fournir une grande variété de substrat organique lors du recyclage suboxydant, de la matière organique. En 2009, les observations vidéos menées lors de la

campagne du Belgica (09/14b; GENESIS 2 « Pen Duick ») ont permis de documenter de nombreux exemples de larges étendues du faciès « coral rubble » offrant une architecture tridimensionnelle complexe (e.g. Planche 31B; 32B-D) propice au développement d'habitats cryptiques, de l'échelle centimétrique à décimétrique. La présence d'éponges, souvent des formes isolées (e.g. Planche 31E; 32E-F) mais abondantes, a pu être bien documentée.

En conclusion, dans le cas des monticules à coraux scléactiniens de l'escarpement de Pen Duick, la fabrique carbonatée *in situ* est donc principalement contrôlée par la biominéralisation, avec d'une part, la squelettogénèse des coraux scléactiniens d'eaux froides et d'autre part, la squelettogénèse et l'encroûtement des macrofaunes, méiofaunes et microfaunes diversifiées associées à ces habitats récifaux (e.g. Planche 30A-F). Malgré la présence de fluides réactifs, potentiellement calcifiant, l'organominéralisation est limitée puisqu'elle est tributaire de la présence d'un substrat organique adéquat et que la présence des argiles dans la matrice sédimentaire inhibera et/ou limitera la réaction. Enfin, le rôle de la cimentation marine, qui est un phénomène strictement diagénétique, ne peut pas encore être quantifié dans ces sédiments récents. L'importance relative de l'organominéralisation et de la cimentation marine ne peut être que supposée (Figure 5-10).

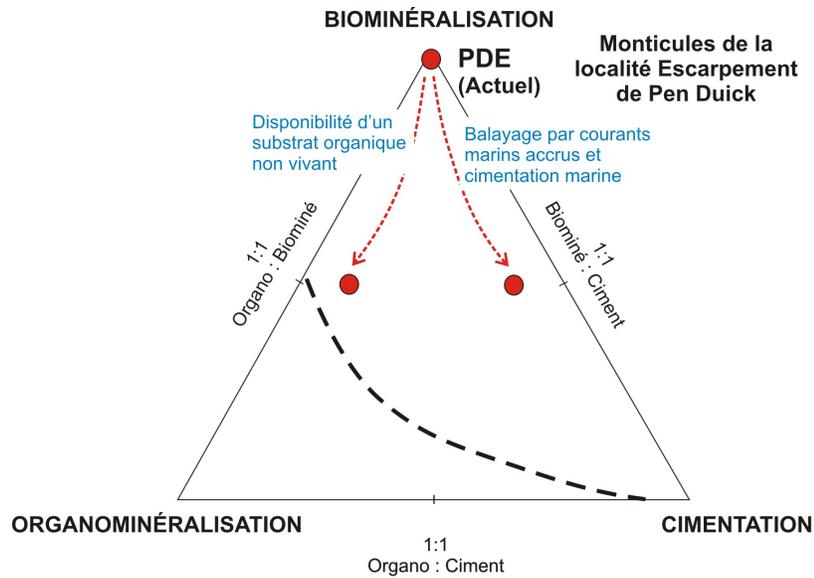


Figure 5-10 : Importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrication *in situ* des faciès des monticules de la localité Escarpement de Pen Duick (Moderne, Océan Atlantique Est). Les flèches en pointillés représentent l'évolution possible des faciès monticulaires de l'Escarpement de Pen Duick si on suppose une nette diminution de la quantité d'argiles. Pour le chemin à gauche, la disponibilité de substrat organique en cours de dégradation (*e.g.* tissus de collagène de spongiaires) fournirait un substrat aux fluides réactifs et l'organominéralisation pourrait représenter jusqu'à 40 % de la fabrication *in situ*. En revanche, pour le chemin à droite, un balayage par des courants de fond accrus permettrait le développement de grands volumes de ciments marins précoces allant jusqu'à représenter 40 % de la fabrication *in situ*. Dans les deux cas, il s'agit d'« end-members » hypothétiques et tout cas de figure intermédiaire est envisageable.

Chapitre 6 - Discussion générale

6.1 Récapitulatif des différents exemples phanérozoïques et Moderne étudiés

6.1.1 Les monticules paléozoïques de l'Est du Canada

Les biohermes de la Chute Montmorency sont des structures lenticulaires d'échelle métrique dont l'accrétion est dominée par la biominéralisation qui comprend la squelettogénèse des bryozoaires et des calcimicrobes (*e.g.* Planche 5A; 6A-B; 3F). Au cœur des biohermes (Faciès CM5A), la structure récifale formée par l'agencement en charpente des bryozoaires trépostomes (Planche 2A; 4A) crée de larges cavités de croissance propices au développement d'une fabrique polymicritique (*e.g.* Planche 4A). L'organominéralisation (Planche 4D-E), qui est réalisée en association étroite avec les squelettes de bryozoaires dans l'espace cryptique intra-récifal, reste néanmoins de faible importance. La cimentation est présente en remplissage géopétal des cavités de croissance (Planche 4A, B) mais demeure de faible importance. Aux bordures du bioherme (Faciès CM5B), il n'existe pas de phase micritique authigène. La biominéralisation et la cimentation marine (dans une proportion minime ici) sont les processus d'accrétion de matériel carbonaté prépondérants. Les cavités d'effondrement sont cimentées tardivement (Planche 5C, D).

Les monticules de l'Île Anticosti sont formés par deux faciès bien distincts pour lesquels les conditions d'affleurement ne permettent pas d'établir l'agencement tridimensionnel. Pour le premier faciès (Faciès IA1), mudstone/wackestone à bryozoaires fenestrés (Planche 9A), la biominéralisation (squelettogénèse) joue un rôle mineur. L'accrétion est avant tout contrôlée par l'organominéralisation et, dans une moindre mesure, par la cimentation marine associée aux cavités stromatactis (Planche 9C). Les bryozoaires et les crinoïdes peuvent avoir joué un rôle passif en fournissant un substrat pour la cimentation marine (*e.g.* cavités d'abri, Planche 10A) et un environnement propice (conditions suboxiques) à l'organominéralisation (Desrochers *et al.*, 2007). Dans le cas du second faciès (Faciès IA2), cementstone à bryozoaires fenestrés (Planche 10B, D), la

biominéralisation joue également un rôle mineur et l'organominéralisation est absente. La fabrique *in situ* résulte principalement de la cimentation marine (ciment de calcite radioaxiale fibreuse riche en inclusions). Les frondes de bryozoaires fenestrés contribuent à la fraction squelettique et ont fourni un substrat pour la cimentation marine (Planche 10D).

6.1.2 Les monticules mésozoïques du Maroc

Pour les faciès monticulaires de la Formation de Foug Zidet (Jurassique inférieur, Haut Atlas Central, Maroc), la biominéralisation (squelettogénèse) est représentée par les éponges siliceuses à squelette rigide (*e.g.* Planche 17A-D) ainsi que par les encroûtements biogéniques polyphasés (bryozoaires, polychètes) (*e.g.* Planche 17F). L'abondance des éponges rigides et non rigides préservées en position de vie (Planche 12D; 13F) suggère que ces organismes ont pu contribuer au piégeage passif des particules sédimentaires et à la création de nombreux habitats cryptiques pour les organismes épibenthiques et ce, à la manière d'un récif ou d'une structure caverneuse (Bathurst, 1959). La biominéralisation (squelettogénèse) joue néanmoins un rôle secondaire dans l'édification de la fabrique *in situ*. L'accrétion des monticules à spongiaires de la localité Foug Zidet est donc avant tout d'origine diagénétique *via* la calcification pervasive (organominéralisation) des tissus conjonctifs des éponges siliceuses à corps mous (*e.g.* Planche 17A). L'absence quasi-complète de cimentation semble indiquer qu'ici l'organominéralisation a été si efficace et rapide à remplacer les tissus conjonctifs biodégradés que seules de minuscules cavités d'effondrement ont été créées (Planche 17G).

Pour les faciès monticulaires du Jebel Assameur (Jurassique moyen, Haut Atlas Central, Maroc), deux faciès riches en coraux scléactiniens *in situ* et débris de coraux scléactiniens forment des morphologies monticulaires (Planche 22C). Pour le faciès AS7, la fabrique *in situ* est principalement sous le contrôle positif de la biominéralisation (squelettogénèse et encroûtements, Planche 27C, D) et sous le contrôle négatif de la bioérosion (perforations et excavations, Planche 27B). Au sein de ce faciès que l'on peut qualifier de récifal, les phénomènes de biominéralisation et d'organominéralisation se conjuguent dans les espaces cryptiques où les conditions environnementales restreintes,

typiques de milieux confinés, sont favorables au développement de la fabrique polymicrobienne (Planche 27E). Pour le second faciès riche en coraux scléactiniens (Faciès AS6) formant des morphologies monticulaires d'échelle plurimétrique (Planche 23B, D; 25D), la majeure partie de la géométrie monticulaire est d'origine diagénétique puisque l'organominéralisation explique l'accrétion des faciès riches en coraux dendroïdes. La cimentation marine reste également dans ce cas de faible importance.

6.1.3 L'exemple Moderne de l'Escarpe de Pen Duick

En tant que haut-fond topographique, l'Escarpe de Pen Duick se présente comme un environnement hydrographique dynamique où les courants de fond localement accrus et les eaux de surface riches en nutriments contribuent à créer des conditions favorables à l'installation et au développement des coraux d'eaux froides (White *et al.*, 2005; Roberts *et al.*, 2006; Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011). Toutefois, très peu de coraux vivants ont été observés dans le secteur de Pen Duick (Foubert *et al.*, 2008; Van Rooij *et al.*, 2011) alors que la présence de larges étendues de faciès « coral rubble » (*e.g.* Planche 30A) attestent d'une époque prolifique pour des communautés à coraux scléactiniens (Wienberg *et al.*, 2009). Dans les sédiments du monticule Gamma, les analyses FDOM ont révélé la présence de composés humiques, réactifs, fraîchement produits à des profondeurs inférieures ou égales à 100 cm. Néanmoins, aucune trace de carbonate de calcium authigène n'a été observée. L'absence de carbonate de calcium produit par organominéralisation peut être expliquée par (1) la reminéralisation oxydante qui conduirait à la perte des composés humiques réactifs par diffusion dans la colonne d'eau, (2) le pouvoir de sorption élevé des argiles hémipélagiques présentes dans la matrice sédimentaire qui inhiberait la réactivité des acides humiques fraîchement produits lors de la dégradation de la matière organique, et (3) l'absence de substrat organique adéquat pour la nucléation. Dans le cas des monticules à coraux scléactiniens de l'escarpement de Pen Duick, la fabrique carbonatée *in situ* est donc sous le contrôle de la biominéralisation *via* la squelettogénèse des coraux scléactiniens d'eaux froides et des macrofaunes, méiofaunes et microfaunes diversifiées associées à ces habitats récifaux (*e.g.* Planche 30A-F). Malgré la présence de fluides réactifs, potentiellement calcifiant, l'organominéralisation ne pourrait se réaliser dans ces conditions (pouvoir inhibiteur des argiles et absence de substrat

organique) et le rôle de la cimentation marine, phénomène strictement diagénétique, ne peut pas encore être quantifié.

6.1.4 Variabilité des exemples étudiés

Rappelons que l'un des objectifs de cette recherche doctorale est la comparaison des résultats obtenus pour chacun des exemples de monticules carbonatés du Phanérozoïque et du Moderne ainsi que la discussion de leur variabilité en appliquant une approche génétique systématique. Les différents faciès monticulaires associés aux cinq localités traitées dans le cadre de ce travail ont donc été portés sur le même diagramme ternaire (Figure 6-1) représentant les trois principaux modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique.

Tout d'abord, les similitudes entre les deux localités paléozoïques sont tout à fait superficielles. Dans les deux cas, ces monticules se caractérisent par des faciès carbonatés à grains fins, partageant le même biota fossile, à savoir les bryozoaires et les crinoïdes, et sont riches en masses de sparite blanchâtre mais leur ressemblance s'arrête là. La faune à bryozoaires trépostomes de la localité Chute Montmorency est favorable au développement d'une fabrique récifale classique alors que ce n'est pas le cas pour les bryozoaires fenestrés de l'Île d'Anticosti (Desrochers *et al.*, 2007), qui sont trop graciles pour construire une véritable trame rigide. Les biohermes de la Chute Montmorency formaient de petits reliefs sur le fond marin et, comme en témoigne leur fabrique *in situ* dominée par l'influence de la biominéralisation (Figure 6-1), ils ne peuvent en aucun cas être considérés comme des « mudmounds » *sensu stricto*. La comparaison avec les faciès de l'île d'Anticosti soulève les questions suivantes :

(1) pourquoi la trame récifale formée par les bryozoaires trépostomes de la localité Chute Montmorency n'a pas été favorable à la cimentation marine? Cela aurait eu pour conséquence de conduire à une fabrique *in situ* intermédiaire, située quelque part entre les faciès CM et IA2 (Figure 6-1). Au lieu de cela, l'espace intra-récifal est rempli par du sédiment infiltré multiphasé (Planche 4A);

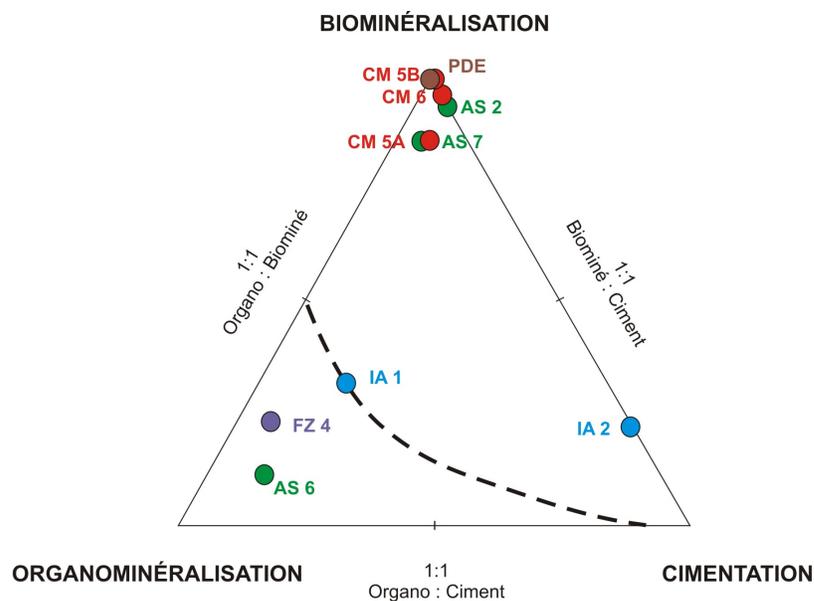


Figure 6-1 : Comparaison des cinq localités phanérozoïques étudiées dans le cadre de ce travail à savoir les localités Chute Montmorency (CM), Île d'Anticosti (IA), Foug Zidet (FZ), Jebel Assameur (AS) et Escarpement de Pen Duick (PDE) en terme d'importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrication *in situ* des faciès monticulaires. Il est important de rappeler ici que le positionnement des faciès monticulaires résulte d'une évaluation visuelle relative. Le degré d'incertitude quant à la position des faciès est, au minimum, de $\pm 5\%$.

(2) au sein des faciès de la localité Chute Montmorency, bien que l'organominéralisation participe à la fabrication *in situ* (Figure 6-1; faciès CM5A), pourquoi la formation d'automicrite est-elle spatialement restreinte et confinée à des positions cryptiques?

En ce qui concerne les deux exemples mésozoïques du Maroc, l'objectif d'étude diffère puisqu'il s'agit ici de comparer deux exemples de bioconstructions jurassiques bien différents : les monticules d'eaux profondes de la localité Foug Zidet *versus* les « patch reef » de la localité Jebel Assameur. Ici, la comparaison a permis de mettre en évidence des ressemblances inattendues.

- Ces objets géologiques partagent des morphologies monticulaires en dômes d'échelle plurimétrique qui n'existaient pas sur le fond marin au moment du dépôt dans le cas de la localité Foug Zidet et qui étaient réduites dans le cas de la localité Jebel Assameur. Même si les faciès monticulaires du Jebel Assameur sont dominés par la biominéralisation (faciès AS2 et AS7; Figure 6-1), la morphologie finale (Planche 19A-B) est en partie d'origine

diagénétique. En effet, en terme de fabrique carbonatée *in situ*, le faciès monticulaire AS6, qui représente un volume important de l'intervalle monticulaire (e.g. Planche 19C; 20D) est très similaire au faciès FZ4 de la localité de Foum Zidet (Figure 6-1).

- Autre fait intéressant, la fabrique carbonatée développée en position cryptique au sein du faciès récifal AS7 (Planche 27E) est équivalente à celle du faciès AS6. Cela illustre comment, dans un environnement peu profond tel que le milieu de dépôt des faciès du Jebel Assameur, les conditions environnementales propices au développement des monticules à spongiaires siliceuses d'eaux profondes *via* l'organominéralisation se retrouvent télescopées au sein de niches cryptiques.

La comparaison entre les localités paléozoïques et mésozoïques pose les deux questions suivantes :

(1) pourquoi le volume des phases de ciments marins est-il si peu important au sein du faciès monticulaire de la localité de Foum Zidet ? Contrairement à la localité Île d'Anticosti, il semblerait que la lithification précoce des tissus mous des éponges a été très efficace et que seuls de très faibles volumes ont été disponibles pour la cimentation marine (Planche 17G). Est-ce que les petites cavités microscopiques observées dans les faciès monticulaires de Foum Zidet peuvent être interprétées comme des cavités de type stromatactis embryonnaires ?

(2) Qu'est-ce qui détermine l'importance relative d'un mode d'accrétion par rapport aux deux autres? Par exemple, pour la localité Foum Zidet *versus* la localité Ile d'Anticosti, est-ce l'abondance d'éponges siliceuses calcifiantes qui a prédéterminé l'importance de l'organominéralisation ou est-ce les conditions environnementales qui ont favorisé la réaction d'organominéralisation vis-à-vis de la cimentation marine ?

Enfin, et pour reprendre la déclaration de l'introduction, les biohermes de la Chute Montmorency et les monticules du Jebel Assameur correspondent à des récifs au sens biologique du terme alors que les monticules de l'île d'Anticosti et de Foum Zidet sont des récifs diagénétiques qui ne peuvent être reconnus que par des géologues. Les monticules de l'escarpement de Pen Duick, quant à eux, montrent déjà une composante biominéralisée

importante (e.g. Planche 30B, D). En termes de fabrique carbonatée *in situ*, les faciès de la Chute Montmorency sont très semblables à ceux du Jebel Assameur (Figure 6-1) et peuvent être envisagés comme le futur, à l'échelle géologique, des faciès à coraux d'eaux froides du secteur de Pen Duick, et ce, dépendamment de l'importance relative que vont prendre les processus d'organominéralisation et de cimentation marine lors de la diagénèse précoce et d'enfouissement peu profond.

6.2 Comparaison avec la littérature

Comme nous l'avons déjà mentionné, la littérature portant sur les monticules carbonatés phanérozoïques est florissante et présente donc l'avantage de fournir un grand nombre de cas d'étude détaillés. Un total de quinze exemples de la littérature (Tableau 6) ont été sélectionnés afin d'élargir le champ de comparaison et de tenter de répondre aux différentes questions soulevées par la variabilité des cinq localités étudiées. Pour chacun des exemples de la littérature, l'importance relative des trois principaux modes de production de carbonates responsables de la fabrique *in situ* a été évaluée.

Le défi était ici de faire un choix non exhaustif de « mudmounds » permettant d'illustrer au mieux la variabilité naturelle de cet objet géologique en termes d'âges (du Cambrien au Moderne), de contextes paléogéographiques, d'environnements de dépôt (e.g. rupture de pente, pente, haut-fond), de géométries (e.g. corps lenticulaires, dômes, monticules composites) et de dimensions (de plurimétriques à pluridécamétriques) tout en considérant les exemples incontournables les plus connus dans la littérature classique sur les « mudmounds » (James et Bourque, 1992; Monty *et al.*, 1995; Wood, 2001; Bourque *et al.*, 2004).

Pour chacun des quinze exemples retenus, il a été possible de dégager les principales caractéristiques morphologiques (dimensions, géométrie) et pétrographiques (macrofaciès et microfaciès) des faciès monticulaires et d'évaluer semi-qualitativement la contribution des trois principaux modes de production de carbonate responsables de la fabrique *in situ* des différents faciès monticulaires en se basant sur les descriptions pétrographiques et les illustrations (photographies et représentations schématiques) disponibles dans la littérature.

Abbrév.	Dénomination	Référence(s)	Localisation	Âge	Paléogéographie	Géométrie	Dimensions	Principaux faciès	B/O/C
GAB	Monticules à bryozoaires	James et al., 2004; James et al., 2000	Great Australian Bight, Australie	Pliocène sup.	Plateau continental (transition plate-forme et pente)	Dômes allongés, isolés ou en groupes	Ep. : 65 m Ext. : m à km	Packstones et floatstones à bryozoaires (branchus et gracies) <i>in situ</i> et faune endo et épibenthique (e.g. foraminifères, polychètes). La matrice comporte des foraminifères benthiques et planctoniques, des vers serpulidés, des pellets fécaux, des spicules d'éponges siliceuses et des nannofossiles calcaires.	95/5/0
Sul	Monticules à coraux d'eaux froides	Freiwald et Wilson, 1998	Sula rîdge, Norvège	Moderne	Ride, plateau continental	Dômes	Ep. : 45 m Ext. : 200 à 400 m	Framestone à <i>Lophelia pertusa</i> avec une communauté d'encroûteurs diversifiée (polychètes, brachiopodes, foraminifères, et bryozoaires) et éponges perforantes.	80/??/?
Sob	Monticules boueux	Neuweiler et al., 1999	Mazo grande, Espagne	Albien, Crétacé inf.	Pente	Tabulaires à dômes complexes	Ep. : métrique Ext. : -	Framestones à démosponges (lithistides et non lithistides), hexactinellides, serpules, polychètes, foraminifères et bryozoaires encroûtants et rares éponges corallines. Cavités de croissance remplies de sédiment biodétritique infiltré.	15/80/5
Car	Monticules boueux à stromatactis	Aubrecht et al., 2009; Aubrecht et al., 2002	Carpathes, Slovaquie	Bajocien-Callovien, Jurassique moy.	Plateau continental peu profond	Tabulaires (biostromes)	-	Wackestones à packstones bioclastiques à fabrique polymicritique riches en stromatactis, spicules et reliques de squelettes spiculaires d'éponges siliceuses calcifiées.	10/50/40
HAC	Monticules à spongiaires	Neuweiler et al., 2001	Haut-Atlas Central, Maroc	Sinemurien, Jurassique inf.	Pente, centaines de mètres de profondeur	Tabulaires (biostromes) à dômes complexes	Ep. : 30 m Ext. : 80 à 100 m	(1) Framestones à éponges hexactinellides et démosponges (lithistides et non lithistides), bryozoaires et <i>Radiomura</i> ; (2) Boundstones à éponges siliceuses (Lyssakinosa) et polychètes encroûteurs (<i>Terbella</i> et <i>Radiomura</i>).	60/35/5
Arz	Red stromatactis limestones	Neuweiler et Bernoulli, 2005	Arzo, Alpes, Suisse	Hettangien, Jurassique inf.	Haut-fond sous-marin de Lugano	Lentilles et Dômes	Ep. : 50 m Ext. : -	Wackestone à démosponges (lithistides et non lithistides), hexactinellides (<i>Lyssakinosa</i> et <i>Hexactinosa</i>) et riches en cavités de type stromatactis.	15/65/20

Abrév.	Dénomination	Référence(s)	Localisation	Âge	Paléogéographie	Géométrie	Dimensions	Principaux faciès	B/O/C
Adt	Monticules à spongiaires	Delecat et Reitner, 2005	Adet, Alpes, Autriche	Hettangien, Lias	Pente (plate-forme carbonatée)	Tabulaires	Ep. : 5 à 10 cm	<u>Wackestones biodétritiques riches en éponges siliceuses calcifiées (hexactinellides hexactinosa et lyssakinosia). Les reliques de démosponges sont considérées comme des allochems. Les cavités stromatactis sont rares et sont le plus souvent de taille réduite.</u>	0/90/10
SPia	Monticules boteux	Russo et al., 1997	Massif Siasso Piato, Italie	Ladinian tardif, Trias moy.	Olistolithes de Plate-forme	Tabulaires	-	<u>Boundstones à calcimicrobes et quelques rares éponges, coraux scléractiniens, foraminifères, bivalves et échinodermes.</u>	10/70/20
Waul	Récifs waulsortiens	Lees, 1964; Lees and Miller 1985	Régions de Limerick et Cork, Irlande	Tourmaisien à Viséen, Carbonifère inf.	Plateau continental peu profond	Dômes et tabulaires	Ep. : 15 m Ext. : certaines de mètres	Monticules pluri-décamétriques composites : (1) <u>Mudstones à spongiaires ;</u> (2) <u>Mudstones et wackestones à spongiaires et bryozoaires fenestellides ;</u> (3) <u>Wackestones à crinoïdes et bryozoaires ;</u> (4) <u>Cementstones à bryozoaires.</u>	15/70/15 25/55/20 40/35/25 35/15/50
Din	Monticules carbonatés	Boulvain, 2001	Synclinorium de Dinant, Belgique	Frasnien sup. à Dévonien sup.	Plate-forme externe mixte	Dômes	Ep. : 30-80 m Ext. : 100-250 m	Monticules pluri-décamétriques composites : (1) <u>Mudstones/wackestones à stromatactis ;</u> (2) <u>Mudstones à coraux et stromatactis ;</u> (3) <u>Wackestones/packstones à coraux et algues ;</u> (4) <u>Framestones à stromatopores, coraux et bryozoaires.</u>	15/60/25 20/50/30 35/40/25 55/10/35
Nia	« Niagaran reefs »	Textoris et Carozzi, 1964 ; Textoris, 1966	Grands Lacs, Indiana, États-Unis	Niagarien, Silurien	Plate-forme carbonatée	Dômes	Ep. : 20-30 m Ext. : 80 m	Monticules pluri-décamétriques composites : (1) <u>Mudstones/wackestones à crinoïdes, bryozoaires et spicules d'éponge, riches en stromatactis ;</u> (2) <u>Bindstones à spongiostromides (algues), les cavités stromatactis sont présentes seulement localement ;</u> (3) <u>Framestones à stromatoporoides et coraux. Les cavités stromatactis sont présentes mais rares.</u>	10/60/30 75/5/20 90/0/10

Abrév.	Dénomination	Référence(s)	Localisation	Âge	Paléogéographie	Géométrie	Dimensions	Principaux faciès	B/O/C
Gas	Monticules boueux à spongiaires	Bourque et Gignac, 1983	Gaspésie, Canada	Ludlovien, Silurien sup.	Complexe récifal, plateau continental silicoclastique	Dômes allongés	Ep. : jusqu'à 115 m Ext.: jusqu'à 500 m	Mudstones peu fossilifères, à texture péloïdale, riches en stromatactis et spicules d'éponges siliceuses.	10/60/30
Lou	Biohermes à coraux	Batten Hender et Dix, 2006	Terre Neuve, Canada	Caradocien, Ordovicien sup.	Rampe carbonatée	Colonnes et en dômes	Ep. : 50-100 cm à 1-15 m Ext. : -	Boundstones à coraux tabulés, stromatoporoides, bryozoaires, éponges lithistides, calcimicrobes, et rares éponges calcaires.	95/5/0
Tab	Biohermes à éponges	James et Klappa, 1989; Klappa et James, 1980	Terre Neuve, Canada	Ordovicien moy.	Plateau continental carbonaté	Dômes hémisphériques	Ep. : 0,2 à 1 m Ext.: 0,5 à 0,6 m	Boundstones à stromatoporoides (laminaires et encroûtants), bryozoaires encroûtants et cavités de type stromatactis.	55/30/15
FIR	« Carbonate buildups »	James et Gravestock, 1990	Flinders Ranges, Australie	Cambrien inf.	Plateau continental	Dômes et tabulaires	Ep. : jusqu'à 80 m Ext.: jusqu'à 150 m	Boundstones à calcimicrobes (<i>Renalcis</i> , <i>Girvanella</i> , et <i>Epiphyton</i>) et archéocyathes ; Floastones rouges à archéocyathes, spongiomorphes calcaires (en association avec calcimicrobes), spicules d'éponges siliceuses et riches en stromatactis.	50/20/30 50/20/30

Tableau 6 : Sélection de quinze exemples de mudmounds étudiés et documentés dans la littérature. L'importance relative des trois différents modes d'accrétion de carbonate de calcium, i.e. biominéralisation, organominéralisation et cimentation (le rapport B/O/C), a été évaluée à partir des informations disponibles dans les différents travaux de référence utilisés (Ep. et Ext. désignent respectivement l'épaisseur moyenne et l'extension latérale des objets monticulaires lorsque ces informations étaient disponibles dans les articles sus-cité (Textoris et Carozzi, 1964; Textoris, 1966; Klappa et James, 1980; Bourque et Gignac, 1983; Lees et Miller, 1985; James et Klappa, 1989; James et Gravestock, 1990; Russo et al., 1997; Freiwald et Wilson, 1998; Neuweiler et al., 1999; James et al., 2000; Boulvain, 2001; Neuweiler et al., 2001b; Aubrecht et al., 2002; James et al., 2004; Delecat et Reitner, 2005; Neuweiler et Bernoulli, 2005; Batten Hender et Dix, 2006; Aubrecht et al., 2009).

Les différents objets géologiques monticulaires à faciès fins (boueux) sélectionnés montrent une importante variabilité en termes de fabrique *in situ* (Figure 6-2). L'utilisation d'un diagramme ternaire, habituellement réservée à la représentation graphique de changement de phases en chimie, n'est pas anodine. Ce diagramme représente adéquatement le continuum naturel existant entre les récifs à trame rigide et/ou monticules récifaux, les mudmounds *sensu stricto*, et les cementstones. Tel que proposé par Bourque *et al.* (2004), la formation des « mudmounds » *sensu stricto* est principalement contrôlé par l'organominéralisation et ce processus est très souvent sous-estimé (Desrochers *et al.*, 2007; Neuweiler *et al.*, 2007).

À l'inverse, dans la littérature, de nombreux objets monticulaires désignés comme « mudmounds » appartiennent en réalité au champ des récifs et monticules récifaux (Figure 6-2). De plus, et conformément aux travaux ayant fait la première mention d'un faciès « mudmound » (Textoris, 1966), les grands monticules composites tels que les récifs rouges de Belgique (Boulvain, 2001), les monticules waulsortiens d'Irlande (Lees et Miller, 1985) ou les « Niagarian reefs » d'Indiana (Textoris et Carozzi, 1964; Textoris, 1966) sont en réalité des édifices bioconstruits dont seule la base correspond au faciès mudmound *sensu stricto*. Pour les trois exemples de monticules composites, la succession verticale des faciès témoigne alors d'une séquence de diminution de profondeur.

Suite à ces raisonnements, nous sommes donc amenés à nous poser les trois questions suivantes :

- (1) Quels sont les facteurs (intrinsèques ou extrinsèques) contrôlant les trois principaux modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique ?
- (2) Comment peuvent-ils varier dans le temps et dans l'espace (pour aboutir par exemple à des monticules composites) ?
- (3) Enfin, quelles peuvent être leurs interactions et/ou rétroactions ?

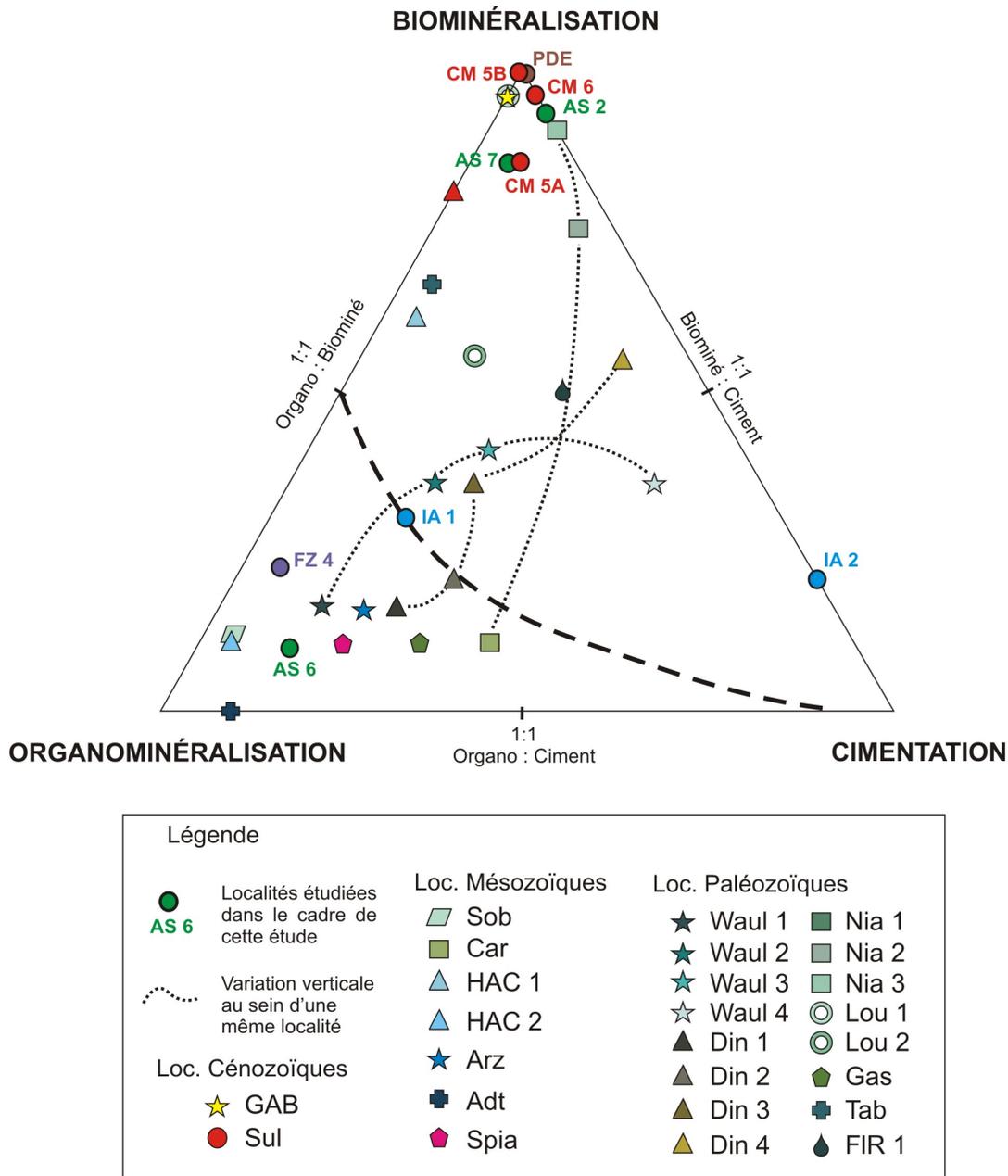


Figure 6-2 : Comparaison de quinze localités phanérozoïques et modernes sélectionnées dans la littérature en terme d'importance relative des trois principaux modes d'accrétion responsables de la fabrication *in situ* des faciès monticulaires ainsi que les dix faciès monticulaires des localités Chute Montmorency (CM), île d'Anticosti (AI), Foux Zidet (FZ), Jebel Assameur (AS) et Escarpement de Pen Duick (PDE), étudiées dans le cadre de ce projet de recherche (*les courbes en pointillés relient les différents faciès monticulaires contribuant aux monticules composites, plurimétriques à pluridécamétriques d'une même localité).

6.3 Facteurs contrôlant les trois principaux modes d'accrétion

6.3.1 Facteurs contrôlant spécifiquement la biominéralisation

La biominéralisation est contrôlée par les êtres vivants et comme de nombreux facteurs environnementaux influencent la croissance des organismes bioconstructeurs, encroûteurs, et/ou bioérodeurs, cela aura pour conséquence de moduler l'importance de ce processus d'accrétion. Les principaux facteurs environnementaux concernés sont la température et la salinité des eaux, la lumière, la disponibilité de nutriments, et la quantité d'oxygène dissous. Dans le Moderne (James *et al.*, 2000; James *et al.*, 2004) tout comme dans l'enregistrement fossile (Buttler *et al.*, 2007), les courants océaniques et la profondeur d'eau, étroitement reliés à la position paléogéographique, sont souvent évoqués pour expliquer l'installation et le développement des communautés de métazoaires squelettiques constructeurs de reliefs sous-marins.

L'intégration des exemples de monticules composites dans notre approche génétique comparative prend ici tout son sens puisqu'elle donne accès à une variation dans le temps et dans l'espace de la fabrique *in situ*. En se basant, sur ces exemples de monticules composites comme les récifs rouges de Belgique (Boulvain, 2001) ou les monticules waulsortiens d'Irlande (Lees et Miller, 1985), le passage d'une fabrique dominée par l'organominéralisation vers une fabrique dominée par la biominéralisation semble être dicté par un facteur extrinsèque, soit la profondeur d'eau (Bourque, 1997; Bourque *et al.*, 2004). Les faciès de type « mudmounds » à la base, laissent place aux faciès à communautés constructrices de charpente (Figure 6-2) en réponse à une séquence de diminution de profondeur. Les travaux portant sur les origines de la biominéralisation chez les métazoaires (*i.e.* premiers métazoaires squelettiques) indiquent que ce processus est efficace lorsque les conditions environnementales locales sont optimales (ratio Mg/Ca et pression partielle de CO₂) c'est-à-dire quand l'édification d'un squelette (*via* calcification) présente un coût « physiologique » moindre (Wood, 2011). De plus, le fait que les premiers organismes à squelette aient été formés d'aragonite et de calcite hautement magnésienne, conformément à la chimie de l'océan qui leur était contemporaine, semble confirmer le contrôle extrinsèque, physico-chimique de la biominéralisation (Stanley et Hardie, 1998; Porter, 2007; Wood, 2011) plutôt qu'un contrôle intrinsèque (génétique).

Dans l'enregistrement fossile, l'importance des récifs (bioconstructions à métazoaires squelettiques) au cours des temps phanérozoïques a fortement fluctué et ce notamment avant et après les crises d'extinctions majeures (Copper, 1994). De la même manière, certains intervalles de temps géologiques ont été plus ou moins propices au développement de la biominéralisation d'origine bactérienne. De nombreux travaux tendent à montrer qu'il existe une relation de cause à effet entre le déclin (catastrophique) des récifs à métazoaires et le développement des bioconstructions d'origine microbienne (Schubert et Bottjer, 1992; Baud *et al.*, 2005) et que les changements environnementaux (enregistrés notamment par la composition isotopique du carbone des carbonates marins) accompagnant les crises d'extinctions majeures ont des répercussions sur le système sédimentaire à long terme (Payne *et al.*, 2004; Baud *et al.*, 2007). On peut donc se demander s'il existe un lien génétique entre l'évolution biologique, ponctuée par les crises et les radiations majeures, et l'importance relative des trois principaux modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique qui pourrait expliquer la variabilité naturelle des monticules carbonatés. La comparaison de nos cinq localités entre elles, puis l'intégration des quinze exemples supplémentaires de la littérature (Tableau 6), nous permet d'appréhender la variabilité, sur une vaste échelle de temps, du rapport Biominéralisation / Organominéralisation / Cimentation. En termes de fabrique carbonatée, il ne semble pas y avoir de relation particulière (*i.e.* contrôle évolutif) reliant l'importance relative des différents processus d'accrétion responsables de la fabrique carbonatée *in situ* au cours du temps (Figure 6-2).

Enfin, dans le cas particulier des habitats cryptiques, les variations environnementales telles que la quantité de lumière ou le contenu en oxygène dissous sont fortement tamponnées. Les conditions microenvironnementales peuvent être totalement découplées des conditions présentes dans les eaux de fond et à l'interface eau-sédiment (*e.g.* la température ou le régime des courants marins) voire même être inversées (*e.g.* gradient de lumière), ce qui favorisera l'organominéralisation aux dépens de la biominéralisation (Figure 6-3).

6.3.2 Facteurs contrôlant spécifiquement l'organominéralisation

L'organominéralisation telle que définie par Trichet et Défarge (1995) est une réaction chimique complexe ayant lieu lors des phases précoces de l'humification au cours de laquelle un substrat organique qui se dégrade fournit également un substrat pour la précipitation minérale. Les premières étapes du processus d'humification sont caractérisées par la dégradation des protéines (hydrolyse) et la condensation des produits de cette dégradation pour former un mélange complexe de géopolymères précoces hautement réactifs (Ziechmann, 1994). La calcification des tissus mous de *Sphaciospongia vesparium* se corrèle bien avec les premiers stades d'humification (Neuweiler et Burdige, 2005) et apparaît comme hautement spécifique car d'autres éponges possédant du collagène ou un tissu basal constitué d'un réseau tridimensionnel de fibrilles de collagène, vivant dans le même environnement, ne calcifient pas (Daoust, 2008). Cette spécificité pourrait bien être liée à son mode de vie particulier, semi-enfouie dans le sédiment (Wiedenmayer, 1980) puisque c'est lors de la dégradation de ces tissus mous que les micropores créés par la perte de cohésion du collagène sont des sites préférentiels pour la précipitation authigène d'aragonite (Neuweiler *et al.*, 2007).

Dans le cas des monticules carbonatés, pour que l'organominéralisation associée aux éponges siliceuses à corps mous (Neuweiler *et al.*, 1999; Neuweiler *et al.*, 2003; Neuweiler *et al.*, 2007) prenne place, deux conditions *sine qua non* doivent être réunies :

- (1) l'existence de fluides calcifiants hautement réactifs produits lors des stades précoces d'humification (Ziechmann, 1994) et
- (2) un substrat organique adéquat (maille nanométrique) disponible pour adsorber ces fluides réactifs. En ce qui concerne l'organominéralisation, c'est donc principalement le contenu en oxygène et, de ce fait, les conditions de dégradation de la matière organique (réaction d'humification suffisamment lente) qui vont contribuer à créer l'environnement et les acteurs propices à cette réaction. Pour favoriser l'organominéralisation au détriment de la biominéralisation et de la cimentation marine, des conditions suboxiques à anoxiques doivent être présentes. Elles sont nécessaires afin d'empêcher l'oxydation rapide des tissus

de spongieuses et la perte des fluides réactifs riches en acides fulviques fraîchement produits dans la colonne d'eau.

Au sein des systèmes de type récifaux où la fabrique *in situ* est dominée par la biominéralisation, les niches cryptiques seront donc les seuls espaces au sein desquels les conditions seront favorables à l'organominéralisation (Neuweiler *et al.*, 1999). Cela a pu être vérifié aussi bien pour le cas du Paléozoïque de la Chute Montmorency (Planche 4D-E) que pour le cas des faciès bioconstruits de la localité Jebel Assameur (Planche 27E).

Enfin, nos travaux portant sur le cas moderne du monticule Gamma du secteur de Pen Duick (Larmagnat et Neuweiler, 2011) ont permis de mettre en évidence que la présence d'argiles est un facteur au minimum limitant voire inhibant de la réaction d'organominéralisation. Leurs propriétés de surface leur confèrent un fort pouvoir adsorbant (Drouin *et al.*, 2010) qui pourrait entraîner le piégeage des fluides réactifs, potentiellement calcifiants, au sein de leurs feuillets les rendant ainsi indisponibles pour la nucléation.

6.3.3 Facteurs contrôlant spécifiquement la cimentation marine

La précipitation d'un ciment marin est directement contrôlée par le régime hydrodynamique et la mise en place de la circulation des eaux marines dans l'espace interstitiel, cette dernière déterminant la distribution des ions calcium. Les facteurs environnementaux contrôlant la circulation des fluides marins dans la porosité sont les courants marins, en particulier les upwellings côtiers, et les vagues, notamment le mouvement de masses d'eau reliées aux marées (Van Der Kooij *et al.*, 2010). Cette précipitation est généralement considérée comme très rapide, voire instantanée à l'échelle des temps géologiques, et aura donc pour conséquence de préserver les textures de dépôt originales (Grammer *et al.*, 1993; Grammer *et al.*, 1999).

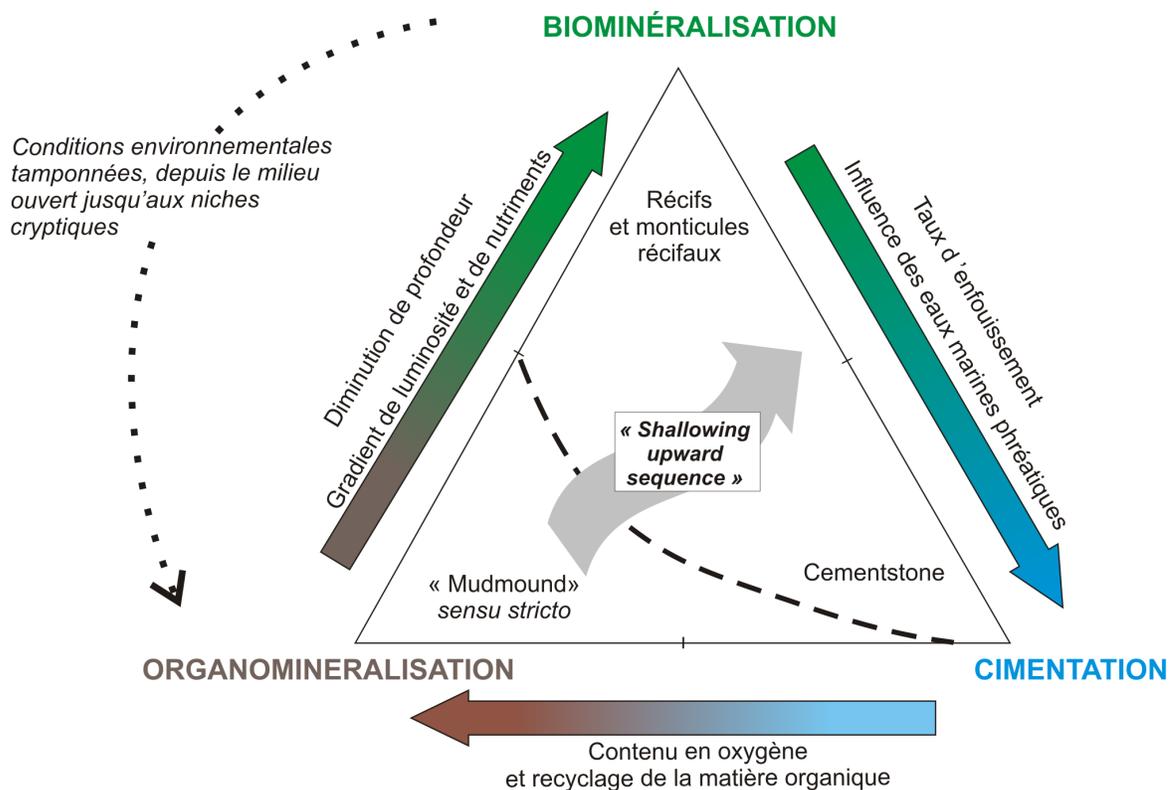


Figure 6-3 : Résumé des différents facteurs environnementaux d'échelle globale, régionale et/ou locale contrôlant les trois principaux modes de production et d'accrétion de carbonates dans le domaine marin benthique.

Les ciments marins peuvent se former dans des conditions de salinité normales à élevées, des concentrations en nutriments localement élevées, ainsi qu'au sein d'une large gamme de température (Van Der Kooij *et al.*, 2010). Néanmoins les caractéristiques du substrat carbonaté sur lequel vont précipiter les phases de ciment marin peuvent jouer un rôle déterminant. La présence de matière organique, par exemple, peut catalyser ou inhiber la cimentation marine (Kandianis *et al.*, 2008) et la minéralogie du substrat peut influencer celle des ciments (Alexandersson et Milliman, 1981; Morse *et al.*, 2007). Dans les faciès bioconstruits de la Chute Montmorency (CM 5 et CM6), du Jebel Assameur (AS 2 et AS7) ou encore de l'Escarpement de Pen Duick, l'édification de la structure récifale est toujours renforcée, à des degrés variables, par l'intervention d'une faune épilithique et endolithique qui consolident la charpente, participent à la formation de sédiment fin carbonaté ou à sa

destruction et ce à différentes échelles (micro-, méso- ou macroscopique). Or, dans le cas de la localité Île d'Anticosti, le faciès IA2, caractérisé par l'importance volumétrique du ciment marin (faciès cementstone), il semble que toute faune épilithique et/ou endolithique soit absente. La « propreté » et donc la disponibilité des surfaces (absence de faune épilithique et endolithique) sont proposées ici comme conditionnant le développement de ciments marins.

Chapitre 7 - Conclusion

- (1) Les monticules carbonatés à faciès riches en boue (ou « mudmounds ») du Phanérozoïque se caractérisent par trois mécanismes d'accrétion de matériau carbonaté dans le domaine marin benthique : (a) la biominéralisation qui comprend la construction de structure squelettique, les encroûtements et les microorganismes calcifiés, (b) l'organominéralisation qui correspond à la calcification de tissus organiques non vivants (Trichet et Défarge, 1995) et (c) la cimentation qui correspond à la précipitation d'un ciment marin. La variabilité naturelle de l'objet géologique « mudmound » peut être démystifiée en adoptant une approche génétique évaluant l'importance relative des trois principaux modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique tel que cela avait déjà été proposé par Bourque *et al.* (2004).
- (2) Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse présentent une évaluation et une comparaison systématique de l'importance relative des trois principaux processus d'accrétion pour cinq exemples de monticules carbonatés riches en boue du Paléozoïque du Québec (Ordovicien et Silurien, Canada), du Mésozoïque du Haut Atlas Central (Jurassique inférieur et moyen, Maroc) ainsi que du Moderne de l'océan Atlantique.
- (3) L'approche génétique systématique élaborée lors de ces travaux s'appuie sur une analyse pétrographique détaillée, à différentes échelles d'observations ainsi que sur des analyses géochimiques ciblées. Cette approche se base également sur l'utilisation rigoureuse des critères pétrographiques clefs, soit :
 - (a) Une cavité stromatactis se définit comme étant la formation d'une cavité au sein d'une phase carbonatée microcristalline, remplie par un ciment marin et dont la base est plane et le toit est digité (Bathurst, 1959; Bourque et Boulvain, 1993);

- (b) La fabrique polymicritique *sensu* Lees et Miller (1985) n'est pas seulement une succession de boue aux relations géopétales mais, un sédiment fin fortement structuré, à composantes multiples et successives, comportant nécessairement une génération de boue authigène (automicrite) et une ou plusieurs générations de boues allochtones (allomicrites).
- (4) Une attention particulière doit être portée à la biominéralisation effectuée par les micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) afin de diagnostiquer, de manière non-équivoque, les phases carbonatées microcristallines formées par biominéralisation microbienne *versus* les phases carbonatées microcristallines formées par organominéralisation. La biominéralisation microbienne sera formellement diagnostiquée si, et seulement si, le spectre taphonomique complet est préservé, depuis les structures squelettiques telles que les tubes et les bâtonnets jusqu'à l'échelle des agrégats péloïdaux (Turner *et al.*, 2000a; Turner *et al.*, 2000b).
- (5) L'étude de ces cinq localités, complétée par une comparaison étendue à quinze exemples de monticules carbonatés de la littérature, permet de discuter des différents paramètres contrôlant la distribution dans le temps et dans l'espace des trois modes de production de carbonates dans le domaine marin benthique. Au-delà des variations environnementales et paléoécologiques, d'échelle globale, régionale ou locale, l'aspect cinétique des différentes réactions apparaît comme le facteur déterminant la fabrique carbonatée résultante. Sur le fond et à l'interface eau-sédiment, les différents processus biominéralisation, organominéralisation et cimentation marine sont en compétition pour l'espace. Quelle que soit la période de temps géologique envisagée, la fabrique *in situ* des faciès monticulaires est une archive de l'état d'équilibre instauré, au moment du dépôt, entre ces trois mécanismes d'accrétion.
- (6) L'Ordovicien (G.O.B.E ou « Great Ordovician Biodiversification Event ») est reconnu comme une période charnière en termes de biodiversité marine, de complexification des structures écologiques et de développement des

bioconstructions et des récifs à métazoaires (Harper, 2006; Servais *et al.*, 2010). Or l'exemple des monticules à bryozoaires de la Chute Montmorency s'inscrit parmi les premiers exemples de faciès bioconstruits par des métazoaires à squelette calcifié après l'explosion de vie du Cambrien (Landing *et al.*, 2010; Adachi *et al.*, 2012). S'il s'avère que la Formation Deschambault (dans la région de la ville de Québec) comporte d'autres exemples de biohermes à bryozoaires et crinoïdes (Clark et Globensky, 1973), cela apporterait des informations précieuses sur une période charnière de la biodiversification ordovicienne et notamment sur les écarts de chronologie enregistrés par les différents paléocontinents (Miller, 1997).

- (7) L'organominéralisation demeure un sujet largement débattu par la communauté scientifique (Perry *et al.*, 2007; Défarge *et al.*, 2009). En particulier, plusieurs aspects de l'organominéralisation réalisée en association avec les éponges restent encore mal compris. Le questionnement porte principalement sur le fait qu'il n'existe pas plus d'exemples d'éponges modernes qui calcifient alors que ce phénomène semblait commun antérieurement, au Paléozoïque notamment (Neuweiler *et al.*, 2009) ? Est-ce un biais taphonomique ou un biais d'échantillonnage ? Les travaux les plus récents portant sur *Spherospongia vesparium* (Neuweiler et Burdige, 2005; Neuweiler *et al.*, 2007) n'ont pas encore permis de déterminer pourquoi cette espèce en particulier lithifie alors que d'autres démosponges vivant dans le même environnement ne calcifient pas (Daoust, 2008). Pour comprendre la différence entre l'enregistrement fossile et l'Actuel, la prochaine étape semble être d'investiguer le mécanisme d'organominéralisation induite et supportée (ISOM) par les éponges à l'échelle moléculaire et d'appréhender la spécificité de *Spherospongia vesparium*.

Annexe A : Analyses géochimiques réalisées pour les localités phanérozoïques

Echantillon	Provenance	Phase échantillonnée	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
DE01A	CM	M2	2,89	-3,98
DE01B	CM	M3	2,1	-4,12
DE01C	CM	CT	1,98	-6,46
DE02A	CM	M2	2,72	-4,64
DE02B	CM	CP	0,98	-6,84
DE02C	CM	CP	0,77	-3,54
DE03A	CM	M2	1,9	-4,41
DE05A	CM	M2	1,41	-4,86
DE06A	CM	M2	2,28	-4,64
DE06B	CM	M1	2,2	-4,27
DE06C	CM	CP	2,27	-3,69
DE07A	CM	M2	1,98	-3,98
DE07B	CM	CT	1,88	-3,94
DE08AA	CM	M2	1,53	-5,68
DE08AB	CM	M1	1,64	-5,99
DE08BA	CM	M2	1,53	-4,82
DE08BB	CM	CT	0,09	-5,67
DE08BD	CM	M3	1,48	-5,36
DE08BE	CM	CP	1,16	-5,23
CH01A	IA	M2	2,52	-5,31
CH01B	IA	M1	3,16	-5,01
CH01C	IA	CT	3,12	-6,14
CH01D	IA	CP	2,6	-6,29
CH01E	IA	M1	2,75	-4,78
CH02A	IA	M3	2,66	-4,86
CH02B	IA	M2	2,66	-4,75

Tableau 7 : Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montmorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Fougères (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne.

Echantillon	Provenance	Phase échantillonnée	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
CH02C	IA	CP	2,34	-5,54
CH02D	IA	CT	2,75	-6,22
CH03A	IA	M2	2,25	-4,88
CH03B	IA	CT	2,87	-6,9
CH03C	IA	CP	2,85	-4,84
CH03D	IA	CT	2,57	-4,89
CH04A	IA	M1	2,34	-4,82
CH04B	IA	CT	2,8	-6,08
CH04C	IA	CP	2,61	-4,99
CH04D	IA	M2	2,64	-4,89
CH05A	IA	M2	2,64	-4,91
FZ03A	FZ	M2	1,07	-4,9
FZ03B	FZ	M1	1,59	-4,54
FZ03C	FZ	CP	1,64	-4,34
FZ03E	FZ	M1	1,3	-4,86
FZ03F	FZ	CT	-1,11	-7,38
FZ03F dup	FZ	CT	1,29	-4,75
FZ04A	FZ	M2	1,7	-4,98
FZ04B	FZ	CT	1,32	-4,9
FZ05A	FZ	M2	1,82	-4,68
FZ05B	FZ	CT	1,54	-12,22
FZ05C	FZ	M2	1,79	-4,97
FZ06A	FZ	M2	2,06	-4,72
FZ06B	FZ	M1	1,8	-5,11
FZ06C	FZ	CT	1,58	-5,34
FZ06C dup	FZ	CT	1,35	-5,17

Tableau 7: Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foum Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne (suite).

Echantillon	Provenance	Phase échantillonnée	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
FZ06D	FZ	CP	1,7	-5,5
FZ06E	FZ	M2	1,8	-4,94
FZW01A	FZ	M2	1,52	-4,34
FZW01B	FZ	M2	1,26	-4,96
FZW02A	FZ	M2	0,61	-5,15
FZW03AA	FZ	M2	0,78	-4,7
FZW03AB	FZ	M1	0,74	-5,75
FZW03AC	FZ	CP	2,37	-4,63
FZW03AD	FZ	CT	0,77	-5,27
FZW03BA	FZ	M3	1,15	-4,82
FZW03BB	FZ	M1	1,29	-5,19
FZW03BB dt	FZ	M1	0,63	-5,21
FZW03BC	FZ	CP	1,03	-5,05
FZW04A	FZ	M2	0,6	-5,46
FZW05A	FZ	M2	0,73	-5,08
FZW05B	FZ	CT	1,23	-5,89
FZW05C	FZ	CT	0,92	-6,73
FZW06A	FZ	M2	1,14	-4,66
FZW06B	FZ	CT	1,44	-10,5
FZW08A	FZ	M2	1,08	-5,17
FZW08B	FZ	CP	1,18	-5,68
FZW08C	FZ	CP	1,25	-5,23
FZW08D	FZ	CT	1,01	-5,45
FZW08D dup	FZ	CT	1,1	-5,1
AKH1A	AS	M2	1,84	-4,14
AKH1B	AS	Cm	1,49	-5,61

Tableau 7 : Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Fouv Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne (suite).

Echantillon	Provenance	Phase échantillonnée	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
AKH1C	AS	Ct	1,09	-5,62
AKH21A	AS	M2	2,91	-3,1
AKH21B	AS	Cm	2,78	-5,97
AKH21C	AS	Ct	2,5	-5,2
AKH21D	AS	Cm	3,11	-4,2
AKH12AA	AS	M1	2,7	-4,51
AKH12AB	AS	M2	2,72	-3,9
AKH12AC	AS	Cm	2,75	-4,69
AKH12AD	AS	Ct	2,81	-7,43
AKHB3A	AS	M1	0,66	-5,14
AKHB3B	AS	M2	0,02	-5,17
AKHB3C	AS	Cm	-11,47	-3,62
AKHB3D	AS	Ct	0,53	-6,65
AS1A	AS	M1	1,4	-4,64
AS1B	AS	M2	1,29	-5,18
AS1C	AS	Cm	1,75	-5,18
AS1D	AS	M2	1,93	-4,85
AS2A	AS	M2	2,75	-4,6
AS2B	AS	Ct	2,12	-6,03
AS3A	AS	M2	1,95	-5,35
AS3B	AS	Cm	2,93	-6,16
AS4A	AS	M2	2,8	-4,75
AS4B	AS	Ct	2,81	-7,46
AS5A	AS	M2	2,08	-4,75
AS5B	AS	Ct	1,79	-8,38
AS6A	AS	M1	2,48	-4,71

Tableau 7 : Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne (suite).

Echantillon	Provenance	Phase échantillonnée	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
AS6B	AS	M2	2,68	-5,48
AS6C	AS	Cm	2,68	-2,72
AS6D	AS	Ct	2,98	-6,5
AS6D-dup	AS	Ct	2,99	-6,52
AS7	AS	M2	2,28	-4,9
AS7dup	AS	M2	2,24	-5,45
TAF31A	AS	M2	1,76	-5,31
TAF31B	AS	Ct	2,06	-4,97
TAF31C	AS	Cm	3,08	-3,9
TAF20A	AS	M2	1,94	-4,91
TAF20B	AS	Cm	0,54	-5,1
TAF27	AS	M2	2,1	-4,89
TAF21	AS	M2	2,15	-4,9
TAF36	AS	M2	2,56	-5,28

Tableau 7 : Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foum Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ‰ par rapport au standard PDB de Vienne (suite).

Echantillon	DE01A	DE01B	DE01C	DE02A	DE02B	DE02C	DE03A	DE05A	DE06A
Provenance	CM								
Phase échantillonnée	M2	M3	Ct	M2	Cm	Cm	M2	M2	M2
La	0,17	0,12	0,01	0,22	0,01	0,01	0,11	0,03	0,09
Ce	0,18	0,12	0,01	0,21	0,00	0,01	0,07	0,02	0,08
Pr	0,18	0,16	0,01	0,26	0,01	0,02	0,08	0,02	0,09
Nd	0,22	0,18	0,01	0,30	0,01	0,03	0,08	0,02	0,10
Sm	0,30	0,26	0,01	0,40	0,02	0,06	0,08	0,03	0,12
Eu	0,25	0,22	0,01	0,33	0,03	0,09	0,09	0,03	0,14
Gd	0,33	0,27	0,01	0,37	0,02	0,04	0,09	0,03	0,12
Tb	0,35	0,28	0,01	0,39	0,01	0,04	0,09	0,03	0,12
Dy	0,35	0,25	0,01	0,36	0,01	0,03	0,09	0,03	0,10
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0,32	0,21	0,01	0,31	0,01	0,01	0,08	0,03	0,09
Er	0,33	0,21	0,01	0,30	0,01	0,01	0,09	0,03	0,09
Tm	0,29	0,16	0,00	0,26	0,00	0,00	0,08	0,02	0,07
Yb	0,28	0,13	0,00	0,24	0,00	0,01	0,07	0,02	0,07
Lu	0,25	0,11	0,00	0,21	0,00	0,01	0,07	0,02	0,06
Moy	0,27	0,19	0,01	0,30	0,01	0,03	0,08	0,02	0,10
LREE (La à Nd)	0,19	0,14	0,01	0,25	0,01	0,02	0,08	0,02	0,09
MREE (Sm à Dy)	0,32	0,25	0,01	0,37	0,02	0,05	0,09	0,03	0,12
HREE (Ho à Lu)	0,29	0,16	0,00	0,26	0,00	0,01	0,08	0,02	0,08
HREE/ LREE	1,58	1,14	0,61	1,07	0,69	0,41	0,90	1,04	0,83
MREE /MREE*	1,36	1,65	1,08	1,45	2,95	3,99	1,10	1,22	1,45
Ce/Ce*	1,02	0,88	0,69	0,90	0,74	0,90	0,76	0,78	0,89
Eu/Eu*	0,80	0,82	0,65	0,87	1,67	1,75	1,07	1,01	1,17
Y/Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Fourn Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley et al. (2004)

Echantillon	DE06B	DE06C	DE07A	DE07B	DE08AA	DE08AB	DE08BA	DE08BB
Provenance	CM	CM	CM	CM	CM	CM	CM	CM
Phase échantillonnée	M1	Cm	M2	Ct	M2	M1	M2	Cm
La	0,09	0,00	0,04	0,01	0,06	0,07	0,05	0,02
Ce	0,08	0,00	0,03	0,01	0,04	0,06	0,04	0,02
Pr	0,11	0,00	0,04	0,01	0,05	0,07	0,05	0,03
Nd	0,12	0,00	0,04	0,01	0,05	0,08	0,05	0,04
Sm	0,16	0,00	0,04	0,01	0,06	0,09	0,06	0,04
Eu	0,18	0,01	0,05	0,01	0,07	0,09	0,06	0,03
Gd	0,15	0,00	0,05	0,01	0,06	0,09	0,06	0,04
Tb	0,15	0,00	0,05	0,01	0,06	0,09	0,06	0,05
Dy	0,12	0,00	0,04	0,01	0,06	0,08	0,05	0,04
Y	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0,10	0,00	0,04	0,01	0,05	0,08	0,05	0,03
Er	0,09	0,00	0,04	0,01	0,06	0,08	0,05	0,03
Tm	0,07	0,00	0,03	0,01	0,05	0,06	0,04	0,02
Yb	0,06	0,00	0,03	0,01	0,05	0,05	0,04	0,01
Lu	0,05	0,00	0,03	0,01	0,04	0,05	0,03	0,01
Moy	0,11	0,00	0,04	0,01	0,05	0,07	0,05	0,03
LREE (La à Nd)	0,10	0,00	0,04	0,01	0,05	0,07	0,05	0,03
MREE (Sm à Dy)	0,15	0,00	0,05	0,01	0,06	0,09	0,06	0,04
HREE (Ho à Lu)	0,08	0,00	0,03	0,01	0,05	0,06	0,04	0,02
HREE/ LREE	0,76	0,78	0,96	1,01	1,02	0,91	0,83	0,71
MREE /MREE*	1,78	1,83	1,32	1,06	1,22	1,36	1,30	1,82
Ce/Ce*	0,82	0,66	0,77	0,76	0,82	0,84	0,85	0,83
Eu/Eu*	1,15	1,72	1,04	1,17	1,08	0,99	0,98	0,62
Y/Ho	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Fom Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	DE08BE	DE08BD	CH01A	CH01B	CH01C	CH01D	CH01E	CH02A
Provenance	CM	CM	IA	IA	IA	IA	IA	IA
Phase échantillonnée	Cm	M3	M2	M1	Ct	Cm	M1	M3
La	0,02	0,06	0,08	0,10	0,02	0,02	0,06	0,06
Ce	0,01	0,04	0,07	0,08	0,01	0,01	0,05	0,05
Pr	0,02	0,05	0,07	0,08	0,01	0,01	0,05	0,05
Nd	0,02	0,05	0,07	0,09	0,02	0,01	0,05	0,06
Sm	0,02	0,06	0,09	0,11	0,02	0,01	0,06	0,07
Eu	0,03	0,06	0,11	0,11	0,02	0,01	0,07	0,07
Gd	0,02	0,06	0,09	0,12	0,02	0,02	0,06	0,07
Tb	0,02	0,05	0,10	0,12	0,02	0,02	0,06	0,07
Dy	0,02	0,05	0,09	0,11	0,02	0,02	0,07	0,06
Y	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0,02	0,06	0,08	0,10	0,02	0,01	0,06	0,05
Er	0,02	0,06	0,08	0,10	0,02	0,01	0,06	0,06
Tm	0,02	0,05	0,07	0,09	0,01	0,01	0,05	0,04
Yb	0,02	0,04	0,06	0,08	0,01	0,01	0,05	0,04
Lu	0,02	0,04	0,05	0,07	0,01	0,01	0,04	0,04
Moy	0,02	0,05	0,08	0,10	0,02	0,01	0,06	0,06
LREE (La à Nd)	0,02	0,05	0,07	0,09	0,02	0,01	0,05	0,06
MREE (Sm à Dy)	0,02	0,06	0,09	0,11	0,02	0,01	0,06	0,07
HREE (Ho à Lu)	0,02	0,05	0,07	0,09	0,01	0,01	0,05	0,05
HREE/ LREE	1,05	1,04	0,96	1,02	0,88	0,83	1,05	0,84
MREE /MREE*	1,23	1,17	1,35	1,31	1,38	1,24	1,23	1,32
Ce/Ce*	0,71	0,73	0,97	0,88	0,80	0,77	0,88	0,93
Eu/Eu*	1,13	1,06	1,22	1,03	1,17	0,67	1,11	1,09
Y/Th	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	CH02B	CH02C	CH02D	CH03A	CH03B	CH03C	CH03D	CH04A
Provenance	IA							
Phase échantillonnée	M2	Cm	Ct	M2	Ct	Cm	Ct	M1
La	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07	0,02	0,03	0,07
Ce	0,04	0,01	0,03	0,06	0,05	0,01	0,02	0,06
Pr	0,04	0,02	0,04	0,06	0,06	0,01	0,02	0,05
Nd	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,01	0,03	0,06
Sm	0,05	0,03	0,05	0,06	0,08	0,02	0,03	0,07
Eu	0,06	0,03	0,05	0,07	0,09	0,02	0,04	0,08
Gd	0,05	0,03	0,05	0,07	0,09	0,02	0,03	0,09
Tb	0,05	0,03	0,05	0,07	0,10	0,02	0,03	0,09
Dy	0,04	0,03	0,05	0,07	0,09	0,02	0,03	0,08
Y	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0,04	0,03	0,05	0,06	0,08	0,02	0,03	0,08
Er	0,04	0,03	0,05	0,06	0,08	0,02	0,03	0,08
Tm	0,03	0,02	0,04	0,04	0,06	0,02	0,02	0,07
Yb	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	0,02	0,02	0,06
Lu	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,01	0,02	0,06
Moy	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07	0,02	0,03	0,07
LREE (La à Nd)	0,04	0,02	0,04	0,06	0,06	0,01	0,03	0,06
MREE (Sm à Dy)	0,05	0,03	0,05	0,07	0,09	0,02	0,03	0,08
HREE (Ho à Lu)	0,03	0,02	0,04	0,05	0,07	0,02	0,02	0,07
HREE/ LREE	0,86	1,07	1,07	0,84	1,13	1,42	0,96	1,12
MREE /MREE*	1,40	1,38	1,33	1,25	1,41	1,42	1,38	1,30
Ce/Ce*	0,92	0,41	0,77	0,97	0,87	0,70	0,89	0,90
Eu/Eu*	1,28	1,06	1,00	1,10	1,04	1,14	1,17	1,04
Y/Th	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	CH04B	CH04C	CH04D	CH05A	AS1A	AS1B	AS6A	AS6B
Provenance	IA	IA	IA	IA	AS	AS	AS	AS
Phase échantillonnée	Ct	Cm	M2	M2	M1	M2	M2	M2
La	0,02	0,01	0,10	0,09	0,44	0,28	3,86	0,40
Ce	0,02	0,01	0,07	0,06	0,24	0,08	0,34	0,14
Pr	0,02	0,01	0,06	0,06	0,36	0,12	0,44	0,18
Nd	0,02	0,01	0,08	0,07	0,35	0,12	0,43	0,17
Sm	0,03	0,01	0,09	0,08	0,37	0,15	0,49	0,20
Eu	0,03	0,01	0,09	0,09	0,55	0,22	0,57	0,23
Gd	0,03	0,01	0,09	0,08	0,48	0,20	0,59	0,23
Tb	0,03	0,02	0,09	0,09	0,42	0,17	0,50	0,19
Dy	0,03	0,02	0,08	0,08	0,39	0,15	0,46	0,18
Y	-	-	-	-	0,77	0,31	0,72	0,27
Ho	0,03	0,02	0,08	0,07	0,41	0,16	0,47	0,18
Er	0,03	0,02	0,09	0,09	0,39	0,15	0,42	0,16
Tm	0,02	0,01	0,07	0,07	0,38	0,14	0,42	0,16
Yb	0,02	0,01	0,06	0,07	0,30	0,10	0,34	0,12
Lu	0,01	0,01	0,06	0,05	0,31	0,11	0,35	0,13
Moy	0,02	0,01	0,08	0,07	0,43	0,17	0,70	0,20
LREE (La à Nd)	0,02	0,01	0,08	0,07	0,34	0,15	1,27	0,22
MREE (Sm à Dy)	0,03	0,01	0,09	0,08	0,44	0,18	0,52	0,21
HREE (Ho à Lu)	0,02	0,01	0,07	0,07	0,36	0,13	0,40	0,15
HREE/ LREE	1,02	1,16	0,96	1,01	1,04	0,86	0,32	0,67
MREE /MREE*	1,34	1,25	1,21	1,22	1,26	1,28	0,73	1,12
Ce/Ce*	1,11	0,82	0,87	0,76	0,60	0,44	0,26	0,52
Eu/Eu*	1,00	0,88	1,04	1,13	1,29	1,30	1,07	1,07
Y/Th	-	-	-	-	50,38	52,09	41,94	42,56

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	AS6C	AS6D	TAF17A	TAF17B	TAF17C	TAF31A	TAF31B	TAF31C
Provenance	AS	AS	AS	AS	AS	AS	AS	AS
Phase échantillonnée	Cm	Ct	M1	M2	Ct	M2	Cm	Cm
La	1,98	6,14	2,00	1,78	0,11	18,04	0,10	0,88
Ce	0,41	0,08	0,25	0,39	0,03	0,56	0,05	0,03
Pr	0,58	0,11	0,31	0,63	0,06	0,82	0,07	0,05
Nd	0,59	0,11	0,37	0,76	0,08	0,86	0,08	0,05
Sm	0,62	0,13	0,54	1,13	0,12	1,02	0,11	0,06
Eu	1,08	0,21	0,70	1,52	0,51	1,26	0,51	0,08
Gd	0,73	0,16	0,55	1,15	0,16	1,13	0,13	0,07
Tb	0,52	0,13	0,44	0,93	0,10	0,96	0,09	0,06
Dy	0,40	0,11	0,34	0,73	0,06	0,81	0,07	0,06
Y	0,57	0,18	0,40	0,83	0,11	1,10	0,13	0,11
Ho	0,35	0,10	0,29	0,62	0,05	0,74	0,06	0,06
Er	0,28	0,08	0,23	0,48	0,03	0,60	0,04	0,05
Tm	0,22	0,07	0,21	0,45	0,02	0,55	0,03	0,05
Yb	0,14	0,05	0,16	0,35	0,01	0,42	0,02	0,04
Lu	0,13	0,05	0,16	0,35	0,01	0,41	0,02	0,04
Moy	0,57	0,49	0,46	0,81	0,10	1,90	0,10	0,11
LREE (La à Nd)	0,89	1,61	0,73	0,89	0,07	5,07	0,08	0,25
MREE (Sm à Dy)	0,67	0,15	0,51	1,09	0,19	1,04	0,18	0,06
HREE (Ho à Lu)	0,22	0,07	0,21	0,45	0,02	0,54	0,04	0,05
HREE/ LREE	0,25	0,05	0,28	0,50	0,36	0,11	0,48	0,19
MREE /MREE*	1,50	0,43	1,31	1,72	4,65	0,62	3,52	0,59
Ce/Ce*	0,38	0,10	0,31	0,37	0,41	0,15	0,56	0,15
Eu/Eu*	1,61	1,48	1,30	1,33	3,62	1,17	4,36	1,16
Y/Th	43,81	47,50	37,69	36,54	65,93	40,45	58,88	53,71

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	TAF31Bd	FZ03A	FZ03B	FZ03C	FZ03E	FZ03F	FZ04B	FZ06A
Provenance	AS	FZ						
Phase échantillonnée	Cm	M2	CM	Cm	M1	Ct	Ct	M2
La	1,16	1,29	0,50	0,33	0,99	0,30	0,52	1,45
Ce	0,05	0,96	0,35	0,27	0,75	0,22	0,38	0,98
Pr	0,09	1,29	0,46	0,37	0,99	0,25	0,51	1,27
Nd	0,11	1,26	0,43	0,36	0,96	0,23	0,48	1,21
Sm	0,17	1,48	0,48	0,42	1,13	0,27	0,56	1,39
Eu	0,37	1,54	0,52	0,45	1,17	0,27	0,57	2,09
Gd	0,20	1,88	0,60	0,52	1,42	0,36	0,71	1,81
Tb	0,13	1,80	0,58	0,48	1,36	0,37	0,68	1,72
Dy	0,09	1,81	0,57	0,47	1,36	0,39	0,69	1,71
Y	0,15	3,00	1,00	0,84	2,37	0,86	1,24	3,00
Ho	0,08	1,95	0,61	0,49	1,46	0,44	0,76	1,85
Er	0,06	1,87	0,57	0,46	1,39	0,44	0,72	1,78
Tm	0,05	1,94	0,58	0,45	1,45	0,47	0,74	1,82
Yb	0,03	1,63	0,49	0,36	1,22	0,37	0,64	1,53
Lu	0,04	1,71	0,51	0,37	1,29	0,40	0,67	1,67
Moy	0,18	1,69	0,55	0,44	1,29	0,38	0,66	1,68
LREE (La à Nd)	0,35	1,20	0,43	0,33	0,92	0,25	0,47	1,23
MREE (Sm à Dy)	0,19	1,70	0,55	0,47	1,29	0,33	0,64	1,74
HREE (Ho à Lu)	0,05	1,82	0,55	0,43	1,36	0,43	0,71	1,73
HREE/ LREE	0,15	1,52	1,28	1,29	1,48	1,69	1,49	1,41
MREE /MREE*	1,42	1,15	1,12	1,24	1,15	1,02	1,11	1,20
Ce/Ce*	0,17	0,74	0,73	0,79	0,76	0,79	0,75	0,72
Eu/Eu*	2,04	0,92	0,97	0,96	0,92	0,88	0,91	1,32
Y/Th	52,18	41,89	44,85	46,32	44,29	52,99	44,56	44,15

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foug Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Echantillon	FZ06B	FZ06C	FZW2A	FZW3AA	FZW3AB	FZ03AD	FZW8A
Provenance	FZ	FZ	FZ	FZ	FZ	FZ	FZ
Phase échantillonnée	M1	Ct	M2	M2	M1	Ct	M2
La	0,72	0,54	1,33	1,48	1,02	1,31	0,20
Ce	0,51	0,36	1,01	1,05	0,69	1,07	0,13
Pr	0,66	0,45	1,33	1,25	0,80	1,20	0,17
Nd	0,63	0,42	1,29	1,15	0,72	1,14	0,16
Sm	0,71	0,47	1,52	1,23	0,75	1,30	0,19
Eu	1,19	0,68	1,63	2,61	1,61	2,77	0,26
Gd	0,90	0,61	1,84	1,58	0,96	1,63	0,24
Tb	0,78	0,54	1,74	1,38	0,82	1,49	0,22
Dy	0,73	0,53	1,67	1,32	0,80	1,41	0,22
Y	1,38	1,02	2,55	2,12	1,34	2,12	0,39
Ho	0,76	0,56	1,75	1,36	0,84	1,47	0,23
Er	0,69	0,52	1,62	1,25	0,77	1,36	0,22
Tm	0,68	0,51	1,66	1,21	0,76	1,36	0,22
Yb	0,53	0,41	1,39	0,98	0,61	1,11	0,19
Lu	0,56	0,44	1,44	1,01	0,65	1,16	0,20
Moy	0,76	0,54	1,59	1,40	0,88	1,46	0,22
LREE (La à Nd)	0,63	0,44	1,24	1,23	0,81	1,18	0,17
MREE (Sm à Dy)	0,86	0,57	1,68	1,62	0,99	1,72	0,23
HREE (Ho à Lu)	0,64	0,49	1,57	1,16	0,73	1,29	0,21
HREE/ LREE	1,02	1,10	1,27	0,94	0,90	1,10	1,29
MREE /MREE*	1,36	1,22	1,20	1,36	1,29	1,39	1,21
Ce/Ce*	0,74	0,74	0,76	0,77	0,76	0,86	0,72
Eu/Eu*	1,49	1,28	0,97	1,87	1,90	1,90	1,21
Y/Th	49,68	49,13	39,75	42,29	43,37	39,26	46,38

Tableau 8 : Analyses des éléments des terres rares pour les localités paléozoïques Chute Montomorency (CM) et Île d'Anticosti (IA) et les localités mésozoïques Foum Zidet (FZ) et Jebel Assameur (AS). Les valeurs sont exprimées en ppm et normalisées aux Argiles Post-Archéennes Australiennes ou PAAS (Taylor et McLennan, 1995). Les paramètres pour décrire la distribution des terres rares sont adoptés de Haley *et al.* (2004) (suite).

Annexe B : Descriptions des box-cores et trajets des plongées du ROV pour la localité Moderne, l'Escarpement de Pen Duick

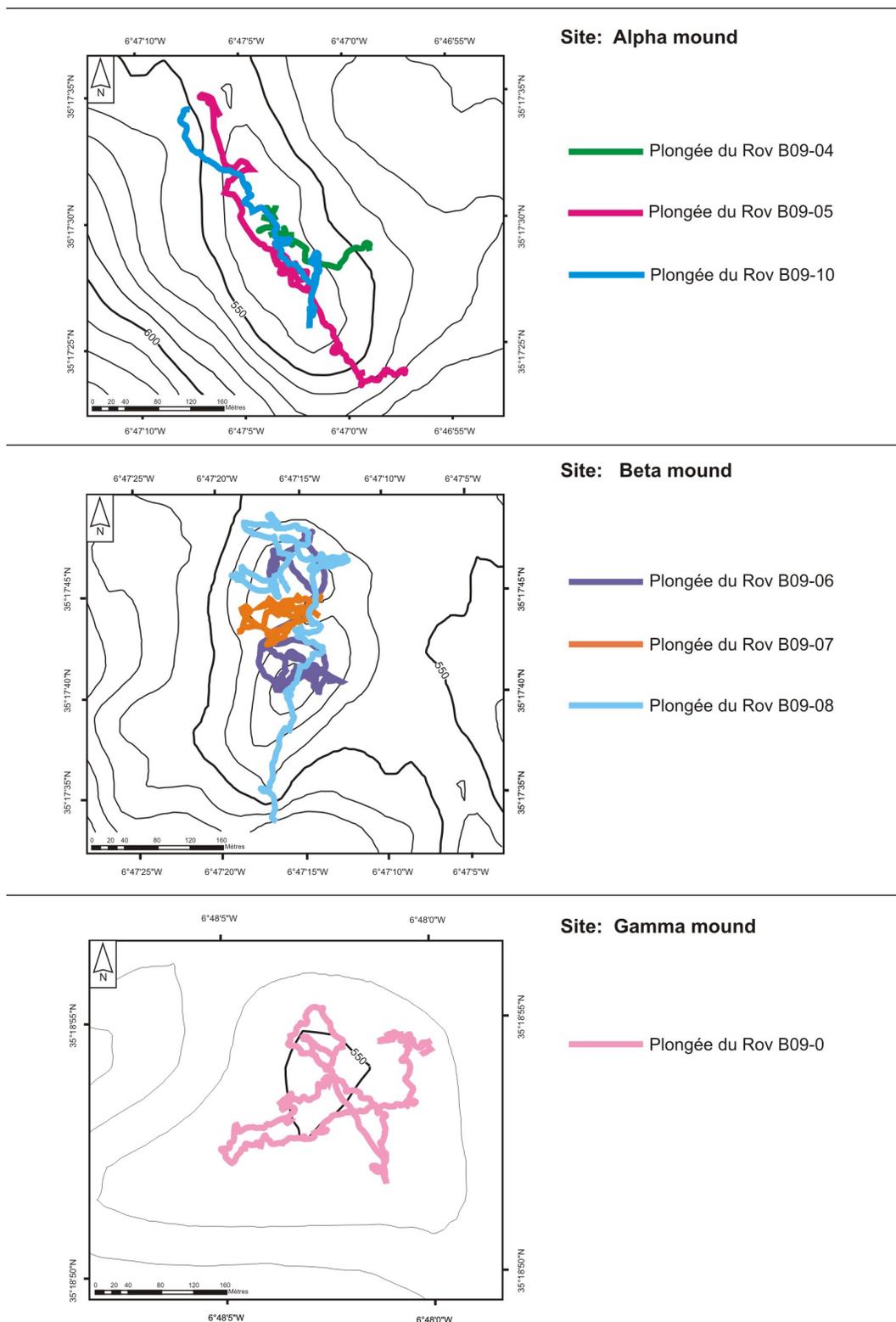


Tableau 9 : Trajets schématiques des plongées du ROV lors de la campagne océanographique N. O. Belgica 2009 (adapté de De Mol *et al.*, 2009).

<p>Site: Gamma mound</p> 	<p>Lat-35°18.874' N; Long-6°48.076' W</p> <p>Profondeur d'eau : 551 m bsl</p> <p>Récupération : 33cm</p>	<p>La surface sommitale de la carotte ne présente aucune évidence de préservation de l'interface eau-sédiment. Le sédiment, silt à sable fin, est riche en fragments de coraux. Entre 0 et 27 cm de profondeur, de larges fragments de <i>Lophelia pertusa</i> (pluricentimétriques) sont présents et entre 27 et 30 cm, le silt à sable fin change de couleur (de brun olive à gris).</p>
<p>Site: Beta mound</p> 	<p>Lat-35°17.684' N; Long-6°47.282' W</p> <p>Profondeur d'eau : 524 m bsl</p> <p>Récupération : 30 cm</p>	<p>La surface sommitale de la carotte ne présente aucune évidence de préservation de l'interface eau-sédiment. À la surface, le sédiment, de granulométrie comprise entre silt et sable fin, est riche en fragments coralliens de <i>Dendrophyllia</i> sp. En profondeur, les fragments de squelettes coralliens sont abondants et diversifiés (<i>Dendrophyllia</i> sp., <i>Lophelia pertusa</i>, et <i>Desmophyllia</i> sp.) et on observe un changement de couleur (de brun olive à brun gris) entre 15 et 30 cm de profondeur.</p>
	<p>Lat-35°17.783' N; Long-6°47.260' W</p> <p>Profondeur d'eau : 528 m bsl</p> <p>Récupération : 5-20 cm</p>	<p>La surface sommitale de la carotte ne présente aucune évidence de préservation de l'interface eau-sédiment. Le sédiment, de granulométrie comprise entre silt et sable fin, est riche en argiles (texture collante) et comporte quelques fragments de squelettes coralliens (<i>Dendrophyllia</i> sp.). Entre 0 et 20 cm de profondeur, le sédiment est un silt à sable fin riche fragments de coraux (faciès de type « coral rubble » à fragments de <i>Dendrophyllia</i> sp.).</p>
	<p>Lat-35°17.734' N; Long-6°47.272' W</p> <p>Profondeur d'eau : 526 m bsl</p> <p>Récupération : 13 cm</p>	<p>L'interface eau-sédiment est partiellement préservée et présente d'abondant fragments de coraux (en majorité <i>Dendrophyllia</i> sp.) pouvant atteindre jusqu'à 15 cm. Les crinoïdes, les octocoraux et les petites éponges colonisent la surface des corallites. Noter l'aspect brun-rougeâtre des squelettes coralliens (encroûtements de Mn et Fe). En profondeur, le sédiment est un sable fin riche en fragments de coraux (faciès « coral rubble») principalement <i>Dendrophyllia</i> sp.</p>
<p>Site: Alpha mound</p> 	<p>Lat-35°17.504' N; Long-6°47.064' W</p> <p>Profondeur d'eau : 530 m bsl</p> <p>Récupération : 25-35 cm</p>	<p>La surface sommitale de la carotte ne présente aucune évidence de préservation de l'interface eau-sédiment. À la surface, le sédiment silteux ne comporte que de très rare fragments de coraux. Entre 0 et 35 cm de profondeur, le sédiment silteux apparaît plus riche en bioclastes dont des fragments de <i>Lophelia</i> sp. de grande taille.</p>
	<p>Lat-35°17.502' N; Long-6°47.050' W</p> <p>Profondeur d'eau : 533 m bsl</p> <p>Récupération : 38 cm</p>	<p>La surface sommitale de la carotte ne présente aucune évidence de préservation de l'interface eau-sédiment. À la surface, le sédiment silteux est riche en fragments coralliens, en majorité <i>Dendrophyllia</i> sp. En profondeur les fragments de coraux se diversifient et quelques <i>Lophelia</i> sp. et <i>Desmophyllum</i> sp. sont présents.</p>

Tableau 10 : Descriptions pétrographiques des box-cores échantillonnées lors de la campagne N. O. Belgica 2009 (adapté de De Mol *et al.*, 2009). Les profondeurs sont exprimées en mètres sous le niveau de la mer ou bsl pour « below sea level ».

Bibliographie

- Adachi, N., Ezaki, Y. et Liu, J. (2012). The oldest bryozoan reefs: a unique Early Ordovician skeletal framework construction. *Lethaia* 45 (1), p. 14-23.
- Ahr, W. M. et Stanton, R. J. (1994). Comparative sedimentology and paleontology of Waulsortian mounds and coeval level-bottom sediments of the Lower Lake Valley Formation (Lower Mississippian) in the Sacramento Mountains (New Mexico, USA). *Verhandlungen Geologischen Bundesanstalt* 50, p. 11-24.
- Ait Addi, A. (1994). Sédimentologie, biostratigraphie et diagénèse carbonatée des faciès du Lias supérieur-Dogger du Haut Atlas d'Errachidia (Maroc). Thèse de doctorat Université de Tunis, 211 p.
- Ait Addi, A. (1998). Nouvelles données sédimentologiques et géodynamiques sur les faciès de l'Aalénien-Bajocien inférieur du Haut Atlas marocain (Nord d'Errachidia). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 326 (3), p. 193-200.
- Ait Addi, A. (2002). Les séries du Dogger du Haut Atlas marocain (Nord d'Errachidia/Boudenib): Lithostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, cyclostratigraphie et évolution géodynamique. Thèse de doctorat Université Ibn Tofai, 242 p.
- Akhmetzhanov, A. M., Ivanov, M. K., Kenyon, N. H. et Mazzini, A. (2007). Deep-water cold seeps, sedimentary environments and ecosystems of the Black and Tyrrhenian Seas and the Gulf of Cadiz. Preliminary results of investigations during the TTR-15 cruise of RV Professor Logachev, June-August, 2005. *IOC Technical Series*, 72, 58 p.
- Alexandersson, E. T. et Milliman, J. D. (1981). Intragranular Mg-calcite cement in Halimeda plates from the Brazilian continental-shelf *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (4), p. 1309-1314.
- Ambar, I., Serra, N., Neves, F. et Ferreira, T. (2008). Observations of the Mediterranean Undercurrent and eddies in the Gulf of Cadiz during 2001. *Journal of Marine Systems* 71 (1-2), p. 195-220.
- Anderskov, K., Damholt, T. et Surlyk, F. (2007). Late Maastrichtian chalk mounds, Stevns Klint, Denmark - Combined physical and biogenic structures. *Sedimentary Geology* 200, p. 57-72.
- Arboleya, M. L., Teixell, A., Charroud, M. et Julivert, M. (2004). A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39 (3-5), p. 319-327.
- Aubrecht, R., Schlögl, J., Krobicki, M., Wierzbowski, H., Matyja, B. A. et Wierzbowski, A. (2009). Middle Jurassic stromatactis mud-mounds in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) - A possible clue to the origin of stromatactis. *Sedimentary Geology* 213 (3-4), p. 97-112.
- Aubrecht, R., Szulc, J., Michalik, J., Schlögl, J. et Wagneich, M. (2002). Middle Jurassic stromatactis mud-mound in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). 47, p. 113-126, Pl. 123-125, 114 Figs., 111 Tab.
- Azmy, K., Veizer, J., Bassett, M. G. et Copper, P. (1998). Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations. *Geological Society of America Bulletin* 110 (11), p. 1499-1512.

- Azmy, K., Veizer, J., Jin, J., Copper, P. et Brand, U. (2006). Paleobathymetry of a Silurian shelf based on brachiopod assemblages: An oxygen isotope test. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (3), p. 281-293.
- B.E.I.C.I.P (1975). Étude sédimentologique du Cambro-Ordovicien des Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec. M. d. R. N. d. Québec. Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP-375.
- Baraza, J. et Ercilla, G. (1996). Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology* 13 (2), p. 253-261.
- Baringer, M. O. N. et Price, J. F. (1999). A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155 (1-2), p. 63-82.
- Barnes, C. R. (1989). Lower Silurian chronostratigraphy of Anticosti Island, Quebec (in a global standard for the Silurian System). *Geological Series - National Museum of Wales* (9), p. 101-108
- Bassoullet, J. P., Bernier, P., Deloffre, R., Genot, P., Poncet, J. et Roux, A. (1983). Les algues Udoteacées du Paléozoïque au Cénozoïque. *Bulletin des Centres de Recherches en Exploration et Production-Elf Aquitaine* 7 (2), p. 449-621.
- Bathurst, R. G. C. (1959). The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. *Journal of Geology* 67, p. 506-521.
- Bathurst, R. G. C. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier Science, Amsterdam.
- Bathurst, R. G. C. (1980). Stromatactis - Origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic Mud Mounds. *Geology* 8 (3), p. 131-134.
- Bathurst, R. G. C. (1982). Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups. *Journal of Geological Society* 139, p. 165-182.
- Batten Hender, K. L. et Dix, G. R. (2006). Facies, geometry and geological significance of Late Ordovician (early Caradocian) coral bioherms: Lourdes Formation, western Newfoundland. *Sedimentology* 53 (6), p. 1361-1379.
- Bau, M. (1991). Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93 (3-4), p. 219-230.
- Bau, M. (1996). Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123 (3), p. 323-333.
- Bau, M. (1999). Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1), p. 67-77.
- Bau, M. et Dulski, P. (1999). Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology* 155 (1-2), p. 77-90.
- Bau, M., Möller, P. et Dulski, P. (1997). Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Marine Chemistry* 56 (1-2), p. 123-131.

- Baud, A., Richoz, S. et Marcoux, J. (2005). Calcimicrobial cap rocks from the basal Triassic units: western Taurus occurrences (SW Turkey). *Comptes Rendus Palevol* 4 (6-7), p. 569-582.
- Baud, A., Richoz, S. et Pruss, S. (2007). The lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. *Global and Planetary Change* 55 (1-3), p. 81-89.
- Beauchamp, B., Krouse, H. R., Harrison, J. C., Nassichuk, W. W. et Eliuk, L. S. (1989). Cretaceous Cold-Seep Communities and Methane-Derived Carbonates in the Canadian Arctic. *Science* 244 (4900), p. 53-56.
- Beauchamp, B. et Savard, M. (1992). Cretaceous chemosynthetic carbonate mounds in the Canadian Arctic. *Palaios* 7 (4), p. 434-450.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. et Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* 18 (2), p. 163-184.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A. et El Alji, M. (1996). Intracontinental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. *AAPG Bulletin* 80 (9), p. 1459-1482.
- Beauvais, L. (1985). Les madréporaires jurassiques indicateurs de paléoenvironnements: Quelques exemples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 49 (3-4), p. 207-215.
- Beauvais, L. (1986). Monographie des Madréporaires du Jurassique inférieur du Maroc (Monograph on Lower Jurassic Corals of Morocco). *Paleontographica A* 194 (1-3), p. 68.
- Beuck, L. et Freiwald, A. (2005). Bioerosion patterns in a deep-water *Lophelia pertusa* (Scleractinia) thicket (Propeller Mound, northern Porcupine Seabight), in *Cold-water corals and ecosystems*, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer, p. 915-936.
- Beuck, L., Vertino, A., Stepina, E., Karolczak, M. et Pfannkuche, O. (2007). Skeletal response of *Lophelia pertusa* (Scleractinia) to bioeroding sponge infestation visualised with micro-computed tomography. *Facies* 53 (2), p. 157-176.
- Black, K. S., Peppe, O. C. et Gust, G. (2003). Erodibility of pelagic carbonate ooze in the northeast Atlantic. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 285, p. 143-163.
- Bosence, D. W. J., Rowlands, R. J. et Quine, M. L. (1985). Sedimentology and budget of a Recent carbonate mound, Florida Keys. *Sedimentology* 32 (3), p. 317-343.
- Boulvain, F. (2001). Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology* 145 (3-4), p. 269-294.
- Bourque, P. (1997). Paleozoic finely crystalline carbonate mounds: cryptic communities, petrogenesis and ecological zonation. *Biosedimentation of Microbial Buildups: IGCP Project 380*, p. 250-253.
- Bourque, P. A. et Boulvain, F. (1993). A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. *Journal of Sedimentary Petrology* 63 (4), p. 607-619.
- Bourque, P. A. et Gignac, H. (1983). Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. *Journal of Sedimentary Petrology* 53 (2), p. 521-532.

- Bourque, P. A., Madi, A. et Mamet, B. L. (1995). Waulsortian-Type Bioherm Development and Response to Sea-Level Fluctuations - Upper Visean of Bechar Basin, Western Algeria. *Journal of Sedimentary Research* B65 (1), p. 80-95.
- Bourque, P. A., Neuweiler, F. et Boulvain, F. (2004). The mud-mound system: products and processes. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, CD ROM abstracts (part 2).
- Bourrouilh, R., Bourque, P. A., Dansereau, P., Jan, F. B. L. et Weyant, P. (1998). Synsedimentary tectonics, mud-mounds and sea-level changes on a Palaeozoic carbonate platform margin: a Devonian Montagne Noire example (France). *Sedimentary Geology* 118 (1-4), p. 95-118.
- Bower, A. S., Armi, L. et Ambar, I. (1995). Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of Portugal. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42 (9), p. 1621-1630.
- Bromley, R. G. (1978). Bioerosion of Bermuda reefs. 23, p. 169-197, 118 Figs.
- Bromley, R. G. (2005). Preliminary study of bioerosion in the deep-water coral *Lophelia*, Pleistocene, Rhodes, Greece, in *Cold-Water Corals and Ecosystems*, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer Berlin Heidelberg, p. 895-914.
- Bromley, R. G. et Schönberg, C. H. L. (2008). Borings, bodies and ghosts: spicules of the endolithic sponge *Aka akis* sp. nov. within the boring *Entobia cretacea*, Cretaceous, England, in *Current Developments in Bioerosion*, M. Wisshak et Tapanila, L. (eds). Springer, p. 235-248.
- Burdige, D. J. (2006). *Geochemistry of marine sediments*, Princeton University Press, Princeton.
- Burdige, D. J., Kline, S. W. et Chen, W. (2004). Fluorescent dissolved organic matter in marine sediment pore waters. *Marine Chemistry* 89 (1-4), p. 289-311.
- Burdige, D. J. et Zimmerman, R. C. (2002). Impact of Sea Grass Density on Carbonate Dissolution in Bahamian Sediments. *Limnology and Oceanography* 47 (6), p. 1751-1763.
- Buttler, C. J., Cherno, L. et Massa, D. (2007). Bryozoan mud-mounds from the Upper Ordovician Jifarah (Djeffara) Formation of Tripolitania, North west Libya. *Palaeontology* 50 (2), p. 479-494.
- Callot, H. J., Ocampo, R. et Albrecht, P. (1990). Sedimentary Porphyrins - Correlations with Biological Precursors. *Energy & Fuels* 4 (6), p. 635-639.
- Camoin, G. et Maurin, A.-F. (1988). Rôles des microorganismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des "Mud Mounds". Exemples du Turonien des Jebels Bireno et Mirhila (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 307, p. 401-407.
- Canfield, D. E. (1989). Reactive iron in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (3), p. 619-632.
- Canfield, D. E., Thamdrup, B. et Hansen, J. W. (1993). The anaerobic degradation of organic matter in Danish coastal sediments: Iron reduction, manganese reduction, and sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16), p. 3867-3883.
- Carpenter, S. J. et Lohmann, K. C. (1995). $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of modern brachiopod shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (18), p. 3749-3764.
- Carton, X., Cherubin, L., Paillet, J., Morel, Y., Serpette, A. et Le Cann, B. (2002). Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz. *Journal of Marine Systems* 32 (1-3), p. 13-42.

- Castanier, S., Le Métayer-Levrel, G. et Perthuisot, J.-P. (1999). Ca-carbonates precipitation and limestone genesis - the microbiogeologist point of view. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), p. 9-23.
- Chave, K. E. et Suess, E. (1970). Calcium Carbonate Saturation in Seawater: Effects of Dissolved Organic Matter. *Limnology and Oceanography* 15 (4), p. 633-637.
- Chazottes, V., Campion-Alsumard, T. L. et Peyrot-Clausade, M. (1995). Bioerosion rates on coral reefs: interactions between macroborers, microborers and grazers (Moorea, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113 (2-4), p. 189-198.
- Chin, W.-C., Orellana, M. V. et Verdugo, P. (1998). Spontaneous assembly of marine dissolved organic matter into polymer gels. *Nature* 391 (6667), p. 568.
- Chinzei, K. (1982). Morphological and structural adaptations to soft substrates in the Early Jurassic monomyarians *Lithiotis* and *Cochlearites*. *Lethaia* 15 (2), p. 179-197.
- Choubert, G. (1956). Carte géologique de la terminaison occidentale de l'Anti-Atlas, région de Goulimine et du Dra inférieur. N. e. M. d. S. G. d. Maroc, Carte au 1/2.000.000.
- Choubert, G. et Faure-Muret, A. (1962). Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, *in* Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot(eds). Société Géologique de France, 1, p. 447-527.
- Christl, I., Knicker, H., Kogel-Knabner, I. et Kretzschmar, R. (2000). Chemical heterogeneity of humic substances: characterization of size fractions obtained by hollow-fibre ultrafiltration. *European Journal of Soil Science* 51 (4), p. 617-625.
- Clark, T. H. et Globensky, Y. (1973). Portneuf et parties de Saint-Raymond et de Lyster, comtés de Portneuf et de Lotbinière. Ministère des Richesses naturelles, RG-148, 110 p.
- Cloud, P. E. (1962). Behaviour of Calcium Carbonate in Sea Water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 26 (Aug), p. 867-884.
- Cobb, W. R. (1969). Penetration of calcium carbonate substrates by the boring sponge, *Cliona*. *American Zoologist* 9 (3), p. 783-790.
- Coble, P. G. (1996). Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation emission matrix spectroscopy. *Marine Chemistry* 51 (4), p. 325-346.
- Coble, P. G., Del Castillo, C. E. et Avril, B. (1998). Distribution and optical properties of CDOM in the Arabian Sea during the 1995 Southwest Monsoon. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 45 (10-11), p. 2195-2223.
- Coble, P. G., Green, S. A., Blough, N. V. et Gagosian, R. B. (1990). Characterization of dissolved organic-matter in the balck-sea by fluorecence spectroscopy. *Nature* 348 (348), p. 432-435.
- Colman, J., Gordon, D., Lane, A., Forde, M. et Fitzpatrick, J. (2005). Carbonate mounds off Mauritania, Northwest Africa: status of deep-water corals and implications for management of fishing and oil exploration activities, *in* Cold-Water Corals and Ecosystems, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer, p. 417-441.
- Colo, G. (1961). Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 139, p. 213-226.
- Conway, K. W., Barrie, J. V., Austin, W. C. et Luternauer, J. L. (1991). Holocene sponge bioherms of the western canadian continental-shelf. *Continental Shelf Research* 11 (8-10), p. 771-790.

- Copper, P. (1994). Ancient reef ecosystem expansion and collapse. *Coral Reefs* 13 (1), p. 3-11.
- Crevello, P. D., Warne, J. E., Septfontaine, M. et Burke, R. B. (1987). Evolution of Jurassic Carbonate Platforms in an Active Transtensional Rift - High Atlas of Morocco. *AAPG Bulletin* 71 (5), p. 543-544.
- Cuffey, R. J. (1977). Bryozoan contributions to reefs and bioherms through geologic time. *AAPG Studies in Geology* no. 4, p. 181-194.
- Cuffey, R. J. (1985). Expanded reef-rock textural classification and the geologic history of bryozoan reefs. *Geology* 13 (4), p. 307-310.
- Daoust, I. (2008). Étude comparative de l'influence biologique des éponges sur les processus sédimentaires et diagenétiques Mémoire de Maîtrise, Université Laval, 107 p.
- De Baar, H. J. W., Bacon, M. P., Brewer, P. G. et Bruland, K. W. (1985). Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49 (9), p. 1943-1959.
- De Mol, B., Van Rensbergen, P., Pillen, S., Van Herreweghe, K., Van Rooij, D., McDonnell, A., Huvenne, V., Ivanov, M., Swennen, R. et Henriët, J. P. (2002). Large deep-water coral banks in the Porcupine Basin, southwest of Ireland. *Marine Geology* 188 (1-2), p. 193-231.
- De Mol, L., Hilario, A., Larmagnat, S., Henriët, J. P. et party, R. V. B. b. s. s. (2009). Cruise Report Belgica 09/14b Genesis 2 "Pen Duick", Gulf of Cadiz. RCMG internal report, 53 p.
- De Mol, L., Pirlet, H., van Rooij, D., Blamart, D., Frank, N., Cnudde, V., Duyck, P. et Henriët, J.-P. (2010). Sedimentological study of cold-water coral mounds on Pen Duick Escarpment (Gulf of Cadiz): preliminary results of the MD169 cruise. EGU General Assembly 2010, Vienna, Geophysical Research Abstracts, 12, p.4617.
- De Mol, L., Van Rooij, D., Pirlet, H., Greinert, J., Frank, N., Quemmerais, F. et Henriët, J. P. (2011). Cold-water coral habitats in the Penmarc'h and Guilvinec Canyons (Bay of Biscay): Deep-water versus shallow water settings. *Marine Geology* 282 (1-2), p. 40-52.
- Défarge, C., Gautret, P., Reitner, J. et Trichet, J. (2009). Defining organominerals: Comment on 'Defining biominerals and organominerals: Direct and indirect indicators of life' by Perry et al. (2007, *Sedimentary Geology*, 201, 157-179). *Sedimentary Geology* 213 (3-4), p. 152-155.
- Delecat, S. et Reitner, J. (2005). Sponge communities from the Lower Liassic of Adnet (Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies* 51 (1), p. 385-404.
- Desrochers, A. (2006). Rocky shoreline deposits in the lower Silurian (upper Llandovery, Telychian) Chicotte Formation, Anticosti Island, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (8), p. 1205-1214.
- Desrochers, A., Bourque, P. A. et Neuweiler, F. (2007). Diagenetic versus biotic accretionary mechanisms of bryozoan-sponge buildups (Lower Silurian, Anticosti Island, Canada). *Journal of Sedimentary Research* 77 (7-8), p. 564-571.
- Desrochers, A. et Gauthier, É. L. (2009). Carte géologique de l'île d'Anticosti (1/25000). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. DV 2009-03.
- Dickson, J. A. D. (1965). A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971), p. 587.

- Dix, G. R. (2001). Origin of Sr-Rich Magnesian Calcite Mud in a Holocene Pond Basin (Lee Stocking Island, Bahamas). *Journal of Sedimentary Research* 71 (1), p. 167-175.
- Drouin, S., Boussafir, M., Robert, J. L., Alberic, P. et Durand, A. (2010). Carboxylic acid sorption on synthetic clays in sea water: In vitro experiments and implications for organo-clay behaviour under marine conditions. *Organic Geochemistry* 41 (2), p. 192-199.
- Du Dresnay, R. (1963). La stratigraphie du Jebel Mechkakour (Hauts-Plateaux du Maroc oriental). *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France* 7, p. 238-240.
- Du Dresnay, R. (1971). Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen-Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien, 2ème Colloque international du Jurassique. *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières* 75 p. 147-161.
- Du Dresnay, R. (1977). Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières* 89, p. 296-312.
- Du Dresnay, R. (1988). Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco), in *The Atlas System of Morocco: Studies on Its Geodynamic Evolution* V. H. Jacobshagen (eds). Springer, p. 203-320.
- Du Dresnay, R., Termier, G. et Termier, H. (1978). Les Hexactinellides (Lyssakides et Dictyonines) du Lias Marocain. *Geobios* 11 (3), p. 269-295.
- Duineveld, G., Lavaleye, M. et Berghuis, E. (2004). Particle flux and food supply to a seamount cold-water coral community (Galicia Bank, NW Spain). *Marine Ecology Progress Series* 277, p. 13-23.
- Dullo, W. C., Fogel, S. et Ruggeberg, A. (2008). Cold-water coral growth in relation to the hydrography of the Celtic and Nordic European continental margin. *Marine Ecology Progress Series* 371, p. 165-176.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks. Memoir* 1, p. 108-121.
- Dupont, E. (1881). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *Académie Royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences ser. 3 (t.II)*, p. 264-280.
- Dupont, E. (1883). Sur les origines du Calcaire Carbonifère de la Belgique. *Académie Royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences ser. 3 (t.V)*, p. 211-229.
- Elderfield, H. et Greaves, M. J. (1982). The rare earth elements in seawater. *Nature* 296 (5854), p. 214-219.
- Elzinga, E., Reeder, R., Withers, S., Peale, R. E., Mason, R., Beck, K. M. et Hess, W. P. (2002). EXAFS study of rare-earth element coordination in calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (16), p. 2875-2885.
- Embry, A. F. et Klovan, J. E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19 (4), p. 730.
- Emerson, S. et Bender, M. (1981). Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation. *Journal of Marine Research* 39 (1), p. 139-162.

- Evans, I. et Kendall, C. G. S. C. (1977). An interpretation of the depositional setting of some deep-water jurassic carbonates of the central High Atlas Mountains, Morocco. SEPM Special Publication 25, p. 249-261.
- Fallot, P. et Roch, E. (1932). Observations géologiques entre Midelt et Ksar-es-Souk (Maroc oriental). Bulletin de la Société Géologique de France 5 (2), p. 337-355.
- Fedan, B. (1989). Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque., Travaux de l'Institut Scientifique.
- Ferdelman, T. G., Kano, A., Williams, T., Henriet, J. P. et IODP Expedition 307 Scientists (2006). Modern carbonate mounds: Porcupine Drilling. Proceedings Integrated Ocean Drilling Program 307, p. 1-65.
- Fernandez-Puga, M. C., Vazquez, J. T., Somoza, L., del Rio, V. D., Medialdea, T., Mata, M. P. et Leon, R. (2007). Gas-related morphologies and diapirism in the Gulf of Cadiz. Geo-Marine Letters 27 (2-4), p. 213-221.
- Flinch, J. F. (1993). Tectonic evolution of the Gibraltar Arc. PhD thesis, Rice University, 381 p.
- Floquet, M., Neuweiler, N. et Leonide, P. (sous presse). The impact of depositional events and burial rate on carbonate-silica diagenesis in a middle Jurassic stromatactis carbonate mud-mound, Sainte-Baume massif, SE France. Journal of Sedimentary Research.
- Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. Association of Petroleum Geologists Bulletin 43 (1), p. 1-38.
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of Limestone types. AAPG Memoirs 1, p. 62-84.
- Försterra, G., Beuck, L., Häussermann, V. et Freiwald, A. (2005). Shallow-water *Desmophyllum dianthus* (Scleractinia) from Chile: characteristics of the biocoenoses, the bioeroding community, heterotrophic interactions and (paleo)-bathymetric implications, in Cold-Water Corals and Ecosystems, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer Berlin, p. 937-977.
- Foubert, A., Depreiter, D., Beck, T., Maignien, L., Pannemans, B., Frank, N., Blamart, D. et Henriet, J. P. (2008). Carbonate mounds in a mud volcano province off north-west Morocco: Key to processes and controls. Marine Geology 248 (1-2), p. 74-96.
- Foubert, A. et Henriet, J. (2009). Nature and Significance of the Recent Carbonate Mound Record: The Mound Challenger Code. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin.
- Frank, N., Freiwald, A., Correa, M. L., Wienberg, C., Eisele, M., Hebbeln, D., Van Rooij, D., Henriet, J.-P., Colin, C., Van Weering, T., de Haas, H., Buhl-Mortensen, P., Roberts, J. M., De Mol, B., Douville, E., Blamart, D. et Hatte, C. (2011). Northeastern Atlantic cold-water coral reefs and climate. Geology 39 (8), p. 743-746.
- Frankovich, T. A. et Ziemann, J. C. (1994). Total epiphyte and epiphytic carbonate production on *Thalassia testudinum* across Florida Bay. Bulletin of Marine Science 54 (3), p. 679-695.
- Freiwald, A. (2002). Reef-forming cold-water corals, in Ocean margin systems, G. Wefer, et al (eds). Springer, Berlin, p. 365-385.

- Freiwald, A., Henrich, R. et Patzold, J. (1997). Anatomy of a deep-water coral reef mound from Stjærnsund, west Finnmark, northern Norway. *Cool-Water Carbonates* 56, p. 141-162.
- Freiwald, A., Hühnerbach, V., Lindberg, B., Wilson, J. B. et Campbell, J. (2002). The Sula Reef Complex, Norwegian shelf. *Facies* 47, p. 179-200.
- Freiwald, A. et Wilson, J. (1998). Taphonomy of modern deep, cold-temperate water coral reefs. *Historical Biology* 13 (1), p. 37-52.
- Freiwald, A., Wilson, J. B. et Henrich, R. (1999). Grounding Pleistocene icebergs shape recent deep-water coral reefs. *Sedimentary Geology* 125 (1-2), p. 1-8.
- Friedman, G. M., Robbins, L. L. et Blackwelder, P. L. (1993). Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism: Comment and Reply. *Geology* 21 (3), p. 287-288.
- Furukawa, Y., Bentley, S. J., Shiller, A. M., Lavoie, D. L. et Van Cappellen, P. (2000). The role of biologically-enhanced pore water transport in early diagenesis: An example from carbonate sediments in the vicinity of North Key Harbor, Dry Tortugas National Park, Florida. *Journal of Marine Research* 58 (3), p. 493-522.
- Gage, J. D. et Bett, B. J. (2007). Deep-Sea Benthic Sampling, *in* *Methods for the Study of Marine Benthos*, A. Eleftheriou et McIntyre, A. (eds). Blackwell, p. 273-325.
- Gaillard, C., Bourseau, J., Boudeulle, M., Pailleret, P., Rio, M. et Roux, M. (1985). Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drôme): un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, p. 69-78.
- Gaillard, C., Rio, M., Rolin, Y. et Roux, M. (1992). Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins; the pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. *Palaios* 7 (4), p. 451-465.
- Garcia-Pichel, F. (2006). Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial phototrophs. *Sedimentary Geology* 185 (3-4), p. 205-213.
- German, C. R., Masuzawa, T., Greaves, M. J., Elderfield, H. et Edmond, J. M. (1995). Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 59 (8), p. 1551-1558.
- Gischler, E. et Zingeler, D. (2002). The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences* 91 (6), p. 1054-1070.
- Given, R. K. et Wilkinson, B. H. (1985). Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 55 (1), p. 109-119.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des basses-terres du Saint-Laurent*, Ministère de l'énergie et des ressources, Québec.
- Globensky, Y. et Jauffred, J. C. (1971). Stratigraphic distribution of conodonts in the Middle Ordovician Neuville section of Quebec. *Proceedings of the Geological Association of Canada* 23, p. 43-68.
- Golubic, S. et Schneider, J. (1979). Carbonate dissolution, *in* *Biogeochemical cycling of mineral-forming elements*, P. A. Trudinger et Swaine, D. J. (eds). Elsevier, Amsterdam, p. 107-129.

- Grammer, G. M., Crescini, C. M., McNeill, D. F. et Taylor, L. H. (1999). Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments - New insight into a fundamental process. *Journal of Sedimentary Research* 69 (1), p. 202-207.
- Grammer, G. M., Ginsburg, R. N., Swart, P. K., McNeill, D. F., Jull, A. J. T. et Prezbindowski, D. R. (1993). Rapid growth-rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize *Journal of Sedimentary Petrology* 63 (5), p. 983-989.
- Greenstein, B. J. et Moffat, H. A. (1996). Comparative taphonomy of modern and Pleistocene corals, San Salvador, Bahamas. *Palaios* 11 (1), p. 57-63.
- Guido, A., Mastandrea, A., Tosti, F. et Russo, F. (2011). Importance of Rare Earth Element Patterns in Discrimination Between Biotic and Abiotic Mineralization, *in* *Advances in Stromatolite Geobiology*, J. Reitner, *et al* (eds). Springer-Verlag, Berlin, 131, p. 453-462.
- Guiraud, R. (1998). Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. Geological Society, London, Special Publications 132 (1), p. 217-229.
- Gunsalus, R. P. et Wolfe, R. S. (1978). Chromophoric factors F342 and F430 of methanobacterium-thermoautotrophicum. *Fems Microbiology Letters* 3 (4), p. 191-193.
- Haddoumi, H., Charrière, A. et Mojon, P.-O. (2010). Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques. *Geobios* 43 (4), p. 433-451.
- Haley, B. A., Klinkhammer, G. P. et McManus, J. (2004). Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (6), p. 1265-1279.
- Halfar, J., Strasser, M., Riegl, B. et Godinez-Orta, L. (2006). Oceanography, sedimentology and acoustic mapping of a bryomol carbonate factory in the northern Gulf of California, Mexico. Geological Society, London, Special Publications 255 (1), p. 197-215.
- Hallock, P. (1988). The role of nutrient availability in bioerosion: Consequences to carbonate buildups. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63 (1-3), p. 275-291.
- Harland, T. L. (1981). Middle Ordovician reefs of Norway. *Lethaia* 14 (3), p. 169-188.
- Harland, T. L. et Pickerill, R. K. (1984). Ordovician rocky shoreline deposits—the basal Trenton Group around Quebec City, Canada. *Geological Journal* 19 (3), p. 271-298.
- Harland, T. L., Pickerill, R. K. et Fillion, D. (1987). Establishment and development of patch reefs in the intracratonic Ordovician sequence near Chicoutimi, Quebec. *Lethaia* 20 (3), p. 189-208.
- Harper, D. A. T. (2006). The Ordovician biodiversification: Setting an agenda for marine life. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232, p. 148-166.
- Hawkes, A. D. et Scott, D. B. (2005). Attached benthic Foraminifera as indicators of past and present distribution of the coral *Primnoa resedaeformis* on the Scotian Margin, *in* *Cold-Water Corals and Ecosystems*, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer p. 881-894.

- Hedges, J. I. (1977). The association of organic molecules with clay minerals in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41 (8), p. 1119-1123.
- Hedges, J. I. et Hare, P. E. (1987). Amino acid adsorption by clay minerals in distilled water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (2), p. 255-259.
- Hendry, J. P. (1993). Calcite cementation during burial bacterial manganese, iron and sulfate reduction in Jurassic shallow marine carbonates. *Sedimentology* 40 (1), p. 87-106.
- Henriet, J. P., De Mol, B., Pillen, S., Vanneste, M., Van Rooij, D., Versteeg, W., Croker, P. F., Shannon, P. M., Unnithan, V., Bouriak, S., Chachkine, P. et Party, P.-B. S. (1998). Gas hydrate crystals may help build reefs. *Nature* 391 (6668), p. 648-649.
- Henriet, J. P., Guidard, S. et the ODP «Proposal 573» Team (2002). Carbonate mounds as a possible example for microbial activity in geological processes, *in* Ocean margin systems, G. Wefer et al. (eds). p. 439-455.
- Henry, J. et Blant, G. (1976). Méthodes modernes de géologie de terrain. 2b. Manuel d'analyse structurale: Traitement des données, 2, Technip.
- Hensen, C., Nuzzo, M., Hornibrook, E., Pinheiro, L. M., Bock, B., Magalhães, V. H. et Brückmann, W. (2007). Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz--indications for hydrothermal imprint. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (5), p. 1232-1248.
- Hernandez-Molina, F. J., Llave, E., Stow, D. A. V., Garcia, M., Somoza, L., Vazquez, J. T., Lobo, F. J., Maestro, A., del Rio, V. D., Leon, R., Medialdea, T. et Gardner, J. (2006). The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53 (11-13), p. 1420-1463.
- Hillis, L. (1991). Recent calcified Halimedaceae, *in* Calcareous Algae and Stromatolites, R. Riding (eds). Springer, Berlin, p. 167-188.
- Hine, A. C., Hallock, P., Harris, M. W., Mullins, H. T., Belknap, D. F. et Jaap, W. C. (1988). *Halimeda* bioherms along an open seaway: Miskito Channel, Nicaraguan Rise, SW Caribbean Sea. *Coral Reefs* 6 (3), p. 173-178.
- Hodell, D. A., Schelske, C. L., Fahnenstiel, G. L. et Robbins, L. L. (1998). Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography* 43 (2), p. 187-199.
- Hoffmann, F., Janussen, D., Drose, W., Arp, G. et Reitner, I. (2003). Histological investigation of organisms with hard skeletons : a case study of siliceous sponges. *Biotechnic and Histochemistry* 78 (3-4), p. 191-199.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. et Cross, T. A. (1992). Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches en Exploration et Production-Elf Aquitaine* 16 (2), p. 357-381.
- Hopwood, D. (1972). Theoretical and Practical Aspects of Glutaraldehyde Fixation. *Histochemical Journal* 4 (4), p. 267-303.
- Hovland, M. (1990). Suspected gas-associated clay diapirism on the seabed off mid Norway. *Marine and Petroleum Geology* 7 (3), p. 267-276.
- Hovland, M. (2008). Deep-water coral reefs: Unique biodiversity hot-spots, Springer.

- Hovland, M., Croker, P. F. et Martin, M. (1994). Fault-Associated Seabed Mounds (Carbonate Knolls) Off Western Ireland and North-West Australia. *Marine and Petroleum Geology* 11 (2), p. 232-246.
- Hovland, M., Mortensen, P., Thomsen, E. et Brattegard, T. (1997). Substratum-related ahermatypic corals on the Norwegian continental shelf. *Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium Vol. 2.* , Smithsonian Tropical Research Institute, Panama. , 2, p.1203-1206.
- Hovland, M. et Risk, M. (2003). Do Norwegian deep-water coral reefs rely on seeping fluids? *Marine Geology* 198 (1-2), p. 83-96.
- Hovland, M. et Thomsen, E. (1997). Cold-water corals - Are they hydrocarbon seep related? *Marine Geology* 137 (1-2), p. 159-164.
- Hovland, M., Vasshus, S., Indreeide, A., Austdal, L. et Nilsen, Ø. (2002). Mapping and imaging deep-sea coral reefs off Norway, 1982–2000. *Hydrobiologia* 471 (1), p. 13-17.
- Hubbard, D. K., Miller, A. I. et Scaturro, D. (1990). Production and cycling of calcium carbonate in a shelf-edge reef system (St. Croix, US Virgin Islands): applications to the nature of reef systems in the fossil record. 60, p. 335-360.
- Hutchings, P. A. (1986). Biological destruction of coral reefs. *Coral Reefs* 4 (4), p. 239-252.
- Huuse, M. et Feary, D. A. (2005). Seismic inversion for acoustic impedance and porosity of Cenozoic cool-water carbonates on the upper continental slope of the Great Australian Bight. *Marine Geology* 215 (3-4), p. 123-134.
- Huvenne, V. A. I., Blondel, P. et Henriët, J. P. (2002). Textural analyses of sidescan sonar imagery from two mound provinces in the Porcupine Seabight. *Marine Geology* 189 (3-4), p. 323-341.
- Huvenne, V. A. I., De Mol, B. et Henriët, J. P. (2003). A 3D seismic study of the morphology and spatial distribution of buried coral banks in the Porcupine Basin, SW of Ireland. *Marine Geology* 198 (1-2), p. 5-25.
- Huvenne, V. A. I., Masson, D. G. et Wheeler, A. J. (2009). Sediment dynamics of a sandy contourite: the sedimentary context of the Darwin cold-water coral mounds, Northern Rockall Trough. *International Journal of Earth Sciences* 98 (4), p. 865-884.
- Irwin, H., Curtis, C. et Coleman, M. (1977). Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature* 269 (5625), p. 209-213.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W. et Zylka, R. (1988). Structure and post-Palaeozoic evolution of the central High Atlas, *in* The Atlas System of Morocco, V. Jacobshagen (eds). Springer, Berlin, 15, p. 245-271.
- Jacobshagen, V. H. (1988). The Atlas System of Morocco: Studies on Its Geodynamic Evolution Lecture Notes in Earth Sciences, 15, Springer.
- James, N. et Bourque, P. (1992). Reefs and mounds, *in* Facies Models: Response to Sea Level Change, R. G. Walker et James, N. P. (eds). Geological Association of Canada, p. 323-347.
- James, N. et Klappa, C. (1989). Lithistid sponge bioherms, early Middle Ordovician, Western Newfoundland, *in* Reefs, Canada and Adjacent Areas H. H. J. Geldsetzer, *et al* (eds). Canadian Society of Petroleum Geologists, 13, p. 196-200.

- James, N. P., Feary, D. A., Betzler, C., Bone, Y., Holbourn, A. E., Li, Q. Y., Machiyama, H., Simo, J. A. T. et Surlyk, F. (2004). Origin of late pleistocene bryozoan reef mounds; Great Australian Bight. *Journal of Sedimentary Research* 74 (1), p. 20-48.
- James, N. P., Feary, D. A., Surlyk, F., Simo, J. A. T., Betzler, C., Holbourn, A. E., Li, Q. Y., Matsuda, H., Machiyama, H., Brooks, G. R., Andres, M. S., Hine, A. C., Malone, M. J. et Ocean Drilling Program Leg. S. (2000). Quaternary bryozoan reef mounds in cool-water, upper slope environments: Great Australian Bight. *Geology* 28 (7), p. 647-650.
- James, N. P. et Gravestock, D. I. (1990). Lower Cambrian shelf and shelf margin buildups, Flinders Ranges, South Ranges, South Australia. *Sedimentology* 37 (3), p. 455.
- James, N. P. et Macintyre, I. G. (1985). Carbonate depositional environments, modern and ancient. part 1: Reefs. zonation, depositional facies, diagenesis. 80/3, p. 1-70, 65 Figs.
- Johannesson, K. H., Hawkins Jr, D. L. et Cortés, A. (2006). Do Archean chemical sediments record ancient seawater rare earth element patterns? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (4), p. 871-890.
- Kandianis, M. T., Fouke, B. W., Johnson, R. W., Veysey, J. et Inskip, W. P. (2008). Microbial biomass: A catalyst for CaCO₃ precipitation in advection-dominated transport regimes. *Geological Society of America Bulletin* 120 (3-4), p. 442-450.
- Kapp, U. S. (1975). Paleocology of Middle Ordovician stromatoporoid mounds in Vermont. *Lethaia* 8 (3), p. 195-207.
- Kenyon, N. H., Akhmetzhanov, A. M., Wheeler, A. J., van Weering, T. C. E., de Haas, H. et Ivanov, M. K. (2003). Giant carbonate mud mounds in the southern Rockall Trough. *Marine Geology* 195 (1-4), p. 5-30.
- Kiene, W. E. et Hutchings, P. A. (1994). Long-term bioerosion of experimental coral substrates. *Proceedings of the Seventh International Coral Reef Symposium*, 1, p.397-403.
- Kinsman, D. J. (1969). Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 39 (2), p. 486-508.
- Kisand, V., Rocker, D. et Simon, M. (2008). Significant decomposition of riverine humic-rich DOC by marine but not estuarine bacteria assessed in sequential chemostat experiments. *Aquatic Microbial Ecology* 53 (2), p. 151-160.
- Klappa, C. F. et James, N. P. (1980). Small lithistid sponge bioherms, early Middle Ordovician Table Head Group, western Newfoundland. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 28 (3), p. 425-451.
- Kobluk, D. R. (1981). Cavity-dwelling biota in Middle Ordovician (Chazy) bryozoan mounds from Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (1), p. 42-54.
- Kobluk, D. R. (1988). Cryptic faunas in reefs; ecology and geologic importance. *Palaios* 3 (4), p. 379-390.
- Landing, E., English, A. et Keppie, J. D. (2010). Cambrian origin of all skeletalized metazoan phyla-Discovery of Earth's oldest bryozoans (Upper Cambrian, southern Mexico). *Geology* 38 (6), p. 547-550.
- Larmagnat, S. et Neuweiler, F. (2011). Exploring a link between Atlantic coral mounds and Phanerozoic carbonate mudmounds: Insights from pore water fluorescent dissolved organic matter (FDOM), Pen Duick mounds, offshore Morocco. *Marine Geology* 282 (1-2), p. 149-159.

- Lathuilière, B. (2000a). Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. 1ère partie. *Geobios* 33 (1), p. 51-72.
- Lathuilière, B. (2000b). Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. 2ème partie. *Geobios* 33 (2), p. 153-181.
- Lavoie, D. (1992). The Middle Ordovician (Caradocian) Deschambault Formation, St. Lawrence Lowlands, southern Quebec: a shallow water carbonate ramp on a drowning platform. *Geological Survey of Canada, Current Research, Part D (Paper 92-1D)*, p. 223-234.
- Lavoie, D. (1993). Lithostratigraphy and paleoenvironmental evolution of the Upper Ordovician Trenton Group, southern Quebec. *Geological Survey of Canada, Current Research, Part D*, p. 161-172.
- Lavoie, D. (1994). Diachronous Tectonic Collapse of the Ordovician Continental-Margin, Eastern Canada - Comparison between the Quebec Reentrant and St-Lawrence Promontory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (8), p. 1309-1319.
- Lavoie, D. (1995). A Late Ordovician High-Energy Temperate-Water Carbonate Ramp, Southern Quebec, Canada - Implications for Late Ordovician Oceanography. *Sedimentology* 42 (1), p. 95-116.
- Lecompte, M. (1937). Contribution à la connaissance des récifs du Devonien de l'Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type «stromatactis». *Bulletin du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique* 13 (15), p. 1-14.
- Lee, C. W. (1983). Bivalve mounds and reefs of the Central High Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 43 (1-2), p. 153-168.
- Lees, A. (1964). The Structure and Origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) 'Reefs' of West-Central Eire. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 247 (740), p. 483-531.
- Lees, A. (1988). Waulsortian 'reefs': the history of a concept. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain* 34, p. 43-55.
- Lees, A., Hallet, V. et Hibo, D. (1985). Facies Variation in Waulsortian Buildups, part 1: A Model from Belgium. *Geological Journal* 20 (2), p. 133-158.
- Lees, A. et Miller, J. (1985). Facies variation in Waulsortian buildups, part 2: Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geological Journal* 20, p. 159-180.
- Leon, R., Somoza, L., Medialdea, T., Gonzalez, F. J., Diaz-del-Rio, V., Fernandez-Puga, M. C., Maestro, A. et Mata, M. P. (2007). Sea-floor features related to hydrocarbon seeps in deepwater carbonate-mud mounds of the Gulf of Cadiz: from mud flows to carbonate precipitates. *Geo-Marine Letters* 27 (2-4), p. 237-247.
- Lidgard, S. (2008). Predation on marine bryozoan colonies: taxa, traits and trophic groups. *Marine Ecology Progress Series* 359, p. 117-131.
- Loreau, J. P. (1982). Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Série C, Géologie*, Editions du Museum, Paris.
- Lovley, D. R. (1997). Microbial Fe (III) reduction in subsurface environments. *FEMS Microbiology Reviews* 20 (3-4), p. 305-313.
- Lowenstam, H. A. (1955). Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. *Journal of Sedimentary Research* 25 (4), p. 270-272.

- Lowenstam, H. A. (1961). Mineralogy, O^{18}/O^{16} ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil Brachiopods and their Bearing on the history of the oceans. *The Journal of Geology* 69 (3), p. 241-260.
- Lowenstam, H. A. (1981). Minerals formed by organisms. *Science* 211 (4487), p. 1126-1131.
- Macintyre, I. G. (1985). Submarine cements - the peloidal question. *Carbonate Cements: SEPM, Special Publication* 36, p. 109-116.
- MacRae, N. D., Nesbitt, H. W. et Kronberg, B. I. (1992). Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 109 (3-4), p. 585-591.
- Maignien, L., Depreiter, D., Foubert, A., Reveillaud, J., De Mol, L., Boeckx, P., Blamart, D., Henriot, J. P. et Boon, N. (2010). Anaerobic oxidation of methane in a cold-water coral carbonate mound from the Gulf of Cadiz. *International Journal of Earth Sciences* 100 (6), p. 1413-1422.
- Maldonado, A., Baraza, J., Checa, A., Nelson, C., Barber, J., Hampton, M., Kayen, R. et Lee, H. (1989). Tectonic framework, pattern of sedimentation, and potential environmental problems of the Cadiz Continental Margin, Spain. 28th International Geological Congress, Washington 2 (3), p. 2-356.
- Maldonado, A., Somoza, L. et Pallarés, L. (1999). The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology* 155 (1-2), p. 9-43.
- Mallela, J. (2007). Coral reef encruster communities and carbonate production in cryptic and exposed coral reef habitats along a gradient of terrestrial disturbance. *Coral Reefs* 26 (4), p. 775-785.
- Marshall, J. F. et Davies, P. J. (1988). *Halimeda* bioherms of the northern Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 6 (3), p. 139-148.
- Masson, D. G., Bett, B. J., Billett, D. S. M., Jacobs, C. L., Wheeler, A. J. et Wynn, R. B. (2003). The origin of deep-water, coral-topped mounds in the northern Rockall Trough, Northeast Atlantic. *Marine Geology* 194 (3-4), p. 159-180.
- Mayer, L. M., Schick, L. L. et Loder, T. C. (1999). Dissolved protein fluorescence in two Maine estuaries. *Marine Chemistry* 64 (3), p. 171-179.
- Mayr, S., Latkoczy, C., Kruger, M., Gunther, D., Shima, S., Thauer, R. K., Widdel, F. et Jaun, B. (2008). Structure of an F430 variant from archaea associated with anaerobic oxidation of methane. *Journal of the American Chemical Society* 130 (32), p. 10758-10767.
- McCulloch, M., Taviani, M., Montagna, P., Lopez Correa, M., Remia, A. et Mortimer, G. (2010). Proliferation and demise of deep-sea corals in the Mediterranean during the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters* 298 (1-2), p. 143-152.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21 (1), p. 169-200.
- Mehdi, M., Neuweiler, F. et Wilmsen, M. (2003). Lower Liassic Formations of the Central High-Atlas near Rich (Morocco): lithostratigraphic specification and basin evolution. *Bulletin de la Société Géologique de France* 174 (3), p. 227-242.
- Mehrtens, C. J. (1979). A paleoenvironmental reconstruction of a shelf margin, the Caradoc (Middle Ordovician) of southern Quebec. PhD, University of Chicago, 268 p.

- Mienis, F., de Stigter, H. C., Duineveld, G., de Haas, H. et van Weering, T. C. E. (2007a). Hydrodynamic controls on carbonate mound development: long term *in situ* seabed BOBO-lander observations and CTD-casts at the SW Rockall Trough Margin and in the Gulf of Cadiz. OCEANS 2007 - Europe, p.1-6.
- Mienis, F., de Stigter, H. C., White, M., Dulnevelde, G., de Haas, H. et van Weering, T. C. E. (2007b). Hydrodynamic controls on cold-water coral growth and carbonate-mound development at the SW and SE rockall trough margin, NE Atlantic ocean. Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers 54 (9), p. 1655-1674.
- Milkov, A. V. (2000). Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. Marine Geology 167 (1-2), p. 29-42.
- Miller, A. I. (1997). Comparative diversification dynamics among palaeocontinents during the ordovician radiation. Geobios 30, Supplement 1, p. 397-406.
- Millero, F. J. (1995). Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (4), p. 661-677.
- Milliman, J. D. (1977). Role of calcareous algae in Atlantic continental margin sedimentation, *in* Fossil Algae, E. Flugel (eds). Springer, Berlin, p. 232-247.
- Missenard, Y., Zeyen, H., de Lamotte, D. F., Leturmy, P., Petit, C., Sebrier, M. et Saddiqi, O. (2006). Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 111, (B03401), doi:10.1029/2005JB003708, p.
- Monty, C., Bosence, D. W. J., Bridges, P. H. et Pratt, B. R. e. (1995). Carbonate mud-mounds. Their origin and evolution. Spec. Publishers Int. Assoc. Sedim., 23, Oxford.
- Monty, C. L. V. et Maurin, A. (1982). Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mounds. International Association of Sedimentologists, 11th Congr. , Hamilton, Ont., , Abstr., 28, p.197.
- Morse, J. W. (2003). Formation and Diagenesis of Carbonate Sediments, *in* Treatise on Geochemistry, F. T. Mackenzie (eds). Elsevier, 7, p. 67-85.
- Morse, J. W., Arvidson, R. S. et Luttge, A. (2007). Calcium carbonate formation and dissolution. Chemical Reviews 107 (2), p. 342-381.
- Morse, J. W. et Mackenzie, F. T. (1990). Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Developments in sedimentology 48, Elsevier, Amsterdam.
- Mu, X. (1991). Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae, *in* Calcareous algae and stromatolites, R. Riding (eds). Springer, Berlin, p. 146-166.
- Mullins, H. T., Newton, C. R., Heath, K. et Vanburen, H. M. (1981). Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank : criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. Journal of Sedimentary Research 51 (3), p. 999-1013.
- Munnecke, A. et Männik, P. (2009). New biostratigraphic and chemostratigraphic data from the Chicotte Formation (Llandoverly, Anticosti Island, Laurentia) compared with the Viki core (Estonia, Baltica). Estonian Journal of Earth Sciences 58 (3), p. 159-169.
- Ndzangou, S. O. (1997). Le rôle des bryozoaires dans la bioconstruction : Formation de Deschambault, plate-forme ordovicienne du Saint-Laurent, sud du Québec. Thèse de Maîtrise, Université Laval, 61 p.

- Nelsen, J. E. et Ginsburg, R. N. (1986). Calcium carbonate production by epibionts on *Thalassia* in Florida Bay. *Journal of Sedimentary Petrology* 56 (5), p. 622-628.
- Nelson, C. S. (1988). An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology* 60 (1-4), p. 3-12.
- Neumann, A. C. (1966). Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona lampa*. *Limnology and Oceanography* 11, p. 92-108.
- Neumann, A. C., Kofoed, J. W. et Keller, G. H. (1977). Lithoherms in Straits of Florida. *Geology* 5 (1), p. 4-10.
- Neuweiler, F. et Bernoulli, D. (2005). Mesozoic (Lower Jurassic) red stromatactis limestones from the Southern Alps (Arzo, Switzerland): calcite mineral authigenesis and syneresis-type deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94 (1), p. 130-146.
- Neuweiler, F., Bourque, P. A. et Boulvain, F. (2001a). Why is stromatactis so rare in Mesozoic carbonate mud mounds? *Terra Nova* 13 (5), p. 338-346.
- Neuweiler, F. et Burdige, D. J. (2005). The modern calcifying sponge *Sphaciospongia vesparium* (Lamarck, 1815), Great Bahama Bank: Implications for ancient sponge mud-mounds. *Sedimentary Geology* 175 (1-4), p. 89-98.
- Neuweiler, F., d'Orazio, V., Immenhauser, A., Geipel, G., Heise, K. H., Coccozza, C. et Miano, T. M. (2003). Fulvic acid-like organic compounds control nucleation of marine calcite under suboxic conditions. *Geology* 31 (8), p. 681-684.
- Neuweiler, F., Daoust, I., Bourque, P. A. et Burdige, D. J. (2007). Degradative calcification of a modern siliceous sponge from the Great Bahama Bank, the Bahamas: A guide for interpretation of ancient sponge-bearing limestones. *Journal of Sedimentary Research* 77 (7-8), p. 552-563.
- Neuweiler, F., Gautret, P., Thiel, V., Lange, R., Michaelis, W. et Reitner, J. (1999). Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N-Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology* 46 (5), p. 837-859.
- Neuweiler, F., Mehdi, M. et Wilmsen, M. (2001b). Facies of Liassic sponge mounds, Central High Atlas, Morocco. *Facies* 44, p. 243-264.
- Neuweiler, F. et Reitner, J. (1993). Initially indurated structures of fine-grained calcium carbonate formed in place (automicrite). 7th International Symposium on Biomineralization, Monaco, Program with Abstract, 104.
- Neuweiler, F., Rutsch, M., Geipel, G., Reimer, A. et Heise, K. H. (2000). Soluble humic substances from *in situ* precipitated microcrystalline calcium carbonate, internal sediment, and spar cement in a Cretaceous carbonate mud-mound. *Geology* 28 (9), p. 851-854.
- Neuweiler, F., Turner, E. C. et Burdige, D. J. (2009). Early Neoproterozoic origin of the metazoan clade recorded in carbonate rock texture. *Geology* 37 (5), p. 475-478.
- Niemann, H., Duarte, J., Hensen, C., Omeregic, E., Magalhaes, V. H., Elvert, M., Pinheiro, L. M., Kopf, A. et Boetius, A. (2006). Microbial methane turnover at mud volcanoes of the Gulf of Cadiz. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (21), p. 5336-5355.

- Noe-Nygaard, N. et Surlyk, F. (1985). Mound bedding in a sponge-rich Coniacian chalk, Bornholm, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 34, p. 237-249.
- Obst, M., Wehrli, B. et Dittrich, M. (2009). CaCO₃ nucleation by cyanobacteria: laboratory evidence for a passive, surface-induced mechanism. *Geobiology* 7 (3), p. 324-347.
- Ochoa, J. et Bray, N. A. (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. Deep-sea research. Part A. *Oceanographic research papers* 38 (1), p. S465-S503.
- Orejas, C., Gori, A., Lo Iacono, C., Puig, P., Gili, J. M. et Dale, M. R. T. (2009). Cold-water corals in the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean: spatial distribution, density and anthropogenic impact. *Marine Ecology Progress Series* 397, p. 37-51.
- Pari, N., Peyrot-Clausade, M. et Hutchings, P. A. (2002). Bioerosion of experimental substrates on high islands and atoll lagoons (French Polynesia) during 5 years of exposure. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 276 (1-2), p. 109-127.
- Parlanti, E., Worz, K., Geoffroy, L. et Lamotte, M. (2000). Dissolved organic matter fluorescence spectroscopy as a tool to estimate biological activity in a coastal zone submitted to anthropogenic inputs. *Organic Geochemistry* 31 (12), p. 1765-1781.
- Paterson, D. M. et Black, K. S. (1999). Water Flow, Sediment Dynamics and Benthic Biology, *in* *Advances in Ecological Research*, D. B. Nedwell et Raffaelli, D. G. (eds). Academic Press, Volume 29, p. 155-193.
- Paull, C. K., Chanton, J. P., Neumann, A. C., Coston, J. A. et Martens, C. S. (1992). Indicators of Methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: examples from the Florida escarpment. *7*, p. 361-375.
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Wei, J., Orchard, M. J., Schrag, D. P. et Knoll, A. H. (2004). Large Perturbations of the Carbon Cycle During Recovery from the End-Permian Extinction. *Science* 305 (5683), p. 506-509.
- Peckmann, J., Goedert, J. L., Thiel, V., Michaelis, W. et Reitner, J. (2002). A comprehensive approach to the study of methane-seep deposits from the Lincoln Creek Formation, western Washington State, USA. *Sedimentology* 49 (4), p. 855-873.
- Peckmann, J. et Thiel, V. (2004). Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chemical Geology* 205 (3-4), p. 443-467.
- Peckmann, J., Thiel, V., Michaelis, W., Clari, P., Gaillard, C., Martire, L. et Reitner, J. (1999). Cold seep deposits of Beauvoisin (Oxfordian; southeastern France) and Marmorito (Miocene; northern Italy): microbially induced authigenic carbonates. *International Journal of Earth Sciences* 88 (1), p. 60-75.
- Pérès, J. M. (1961). *Océanographie biologique et biologie marine: 1. La vie benthique*. Presse universitaire de France, Paris.
- Pérès, J. M. et Picard, J. (1964). *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée*. Recueil des Travaux de la Station Maritime, Endoume 31 (47), p. 5-137.
- Perkins, R. G., Paterson, D. M., Sun, H., Watson, J. et Player, M. A. (2004). Extracellular polymeric substances: quantification and use in erosion experiments. *Continental Shelf Research* 24 (15), p. 1623-1635.

- Perry, C. T. (1998). Macroborers within coral framework at Discovery Bay, north Jamaica: species distribution and abundance, and effects on coral preservation. *Coral Reefs* 17 (3), p. 277-287.
- Perry, C. T. et Hepburn, L. J. (2008). Syn-depositional alteration of coral reef framework through bioerosion, encrustation and cementation: Taphonomic signatures of reef accretion and reef depositional events. *Earth-Science Reviews* 86 (1-4), p. 106-144.
- Perry, R. S., McLoughlin, N., Lynne, B. Y., Sephton, M. A., Oliver, J. D., Perry, C. C., Campbell, K., Engel, M. H., Farmer, J. D., Brasier, M. D. et Staley, J. T. (2007). Defining biominerals and organominerals: Direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology* 201 (1-2), p. 157-179.
- Pickerill, R. K., Fillion, D. et Harland, T. L. (1984). Middle Ordovician Trace Fossils in Carbonates of the Trenton Group between Montreal and Quebec City, St. Lawrence Lowland, Eastern Canada. *Journal of Paleontology* 58 (2), p. 416-439.
- Pinheiro, L. M., Ivanov, M. K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V. H., Volkonskaya, A., Monteiro, J. H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. et Cunha, M. R. (2003). Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology* 195 (1-4), p. 131-151.
- Piper, D. Z. (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary. *Chemical Geology* 14 (4), p. 285-304.
- Pirlet, H., Wehrmann, L. M., Foubert, A., Brunner, B., Blamart, D., De Mol, L., Van Rooij, D., Dewanckele, J. A. N., Cnudde, V., Swennen, R., Duyck, P. et Henriët, J.-P. (2011). Unique authigenic mineral assemblages reveal different diagenetic histories in two neighbouring cold-water coral mounds on Pen Duick Escarpment, Gulf of Cadiz. *Sedimentology* 59 (2), p. 578-604.
- Poisson, A., Hadri, M., Milhi, A., Julien, M. et Andrieux, J. (1998). The Central High-Atlas (Morocco) Litho- and chronostratigraphic correlations during Jurassic between Tinjad and Tounfite. Origin of subsidence, *in* Peri-Tethys Memoir 4 : epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms, S. C.-S. E. Barrier (eds). Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 179, p. 237-256.
- Popp, B. N., Anderson, T. F. et Sandberg, P. A. (1986). Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin* 97 (10), p. 1262-1269.
- Porter, S. M. (2007). Seawater chemistry and early carbonate biomineralization. *Science* 316 (5829), p. 1302.
- Pourret, O., Davranche, M., Gruau, G. et Dia, A. (2008). New insights into cerium anomalies in organic-rich alkaline waters. *Chemical Geology* 251 (1-4), p. 120-127.
- Pratt, B. R. (1995). The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds, *in* Carbonate mud-mounds: their origin and evolution, C. L. V. Monty, Bosence, D.W.J., Bridges, P.D., Pratt, B.R. (eds). International Association of Sedimentologist, 23, p. 49-123.
- Pratt, B. R. (2000). Microbial contribution to reefal mud-mounds in Ancient deep-water settings: evidence from the Cambrian, *in* Microbial sediments, R. E. Riding, Awramik, S.M. (eds). Springer, Berlin, p. 282-288.
- Pytkowicz, R. M. (1969). Chemical Solution of Calcium Carbonate in Sea Water. *American Zoologist* 9 (3), p. 673-679.

- Reitner, J. (1993). Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). *Formation and concepts*. 29, p. 3-39.
- Reitner, J., Neuweiler, F., Flajs, G., Vigener, M., Keupp, H., Meischner, D., Paul, J., Warnke, K., Weller, H., Dingle, P., Hensen, C., Schafer, P., Gautret, P., Leinfelder, R. R., Hussner, H. et Kaufmann, B. (1995). Mud Mounds - a Polygenetic Spectrum of Fine-Grained Carbonate Buildups. *Facies* 32, p. 1-69.
- Reveillaud, J., Freiwald, A., Van Rooij, D., Le Guilloux, E., Altuna, A., Foubert, A., Vanreusel, A., Olu-Le Roy, K. et Henriët, J.-P. (2008). The distribution of scleractinian corals in the Bay of Biscay, NE Atlantic. *Facies* 54 (3), p. 317-331.
- Riding, R. (1991). Calcified cyanobacteria, *in* *Calcareous algae and stromatolites*, R. Riding (eds). Springer, Berlin, p. 55-87.
- Riding, R. (2002). Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews* 58 (1-2), p. 163-231.
- Ries, J. B. (2005). Aragonite Production in Calcite Seas: Effect of Seawater Mg/Ca Ratio on the Calcification and Growth of the Calcareous Alga *Penicillus capitatus*. *Paleobiology* 31 (3), p. 445-458.
- Rigby, J. K. (1971). Sponges and reef and related facies through time. . North American Paleontological Convention, Chicago, 1969, *Proceedings J.* , p.1374–1388.
- Rigby, J. K. et Desrochers, A. (1995). Lower and Middle Ordovician Lithistid Demosponges from the Mingan Islands, Gulf of St. Lawrence, Quebec, Canada. *Memoir (The Paleontological Society)* 41 (Supplement to Vol. 69, no. 4 of the *Journal of Paleontology*), p. 1-35.
- Risk, M. J. et MacGeachy, J. K. (1978). Aspects of bioerosion of modern Caribbean reefs [*Cliona vermifera*, *Montastrea annularis*]. *Revista de Biología Tropical (Costa Rica)* v. 26 (supl. 1), p. 85-105.
- Risk, M. J., Sammarco, P. W. et Edinger, E. N. (1995). Bioerosion in *Acropora* across the continental shelf of the Great Barrier Reef. 14, p. 79-86.
- Robbins, L. L. et Blackwelder, P. L. (1992). Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology* 20 (5), p. 464-468.
- Roberts, H. H., Aharon, P. et Phipps, C. V. (1988). Morphology and sedimentology of Halimeda bioherms from the eastern Java Sea (Indonesia). 6/3-4, p. 161-172, 119 Figs., 161 Tab.
- Roberts, J., Henry, L. A., Long, D. et Hartley, J. (2008). Cold-water coral reef frameworks, megafaunal communities and evidence for coral carbonate mounds on the Hatton Bank, north east Atlantic. *Facies* 54 (3), p. 297-316.
- Roberts, J., Wheeler, A., Freiwald, A. et Cairns, S. (2009). *Cold-water corals: the biology and geology of deep-sea coral habitats*. Cambridge University Press.
- Roberts, J. M., Wheeler, A. J. et Freiwald, A. (2006). Reefs of the deep: The biology and geology of cold-water coral ecosystems. *Science* 312 (5773), p. 543-547.
- Roch, E. (1950). *Histoire stratigraphique du Maroc*. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 80.
- Rolin, Y., Gaillard, C. et Roux, M. (1990). Ecologie des pseudobiohermes des Terres Noires jurassiques liés à paléo-sources sous-marines. Le site oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Bassin du Sud-Est, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80 (2), p. 79-105.

- Rousselle, B. A. (1996). Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée. Exemple dans l'Aalénien du Sud-Est de la France. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 228 p.
- Russo, F., Neri, C., Mastandrea, A. et Baracca, A. (1997). The mud mound nature of the Cassian platform margins of the Dolomites. A case history: the Cipit boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif, Northern Italy). 36, p. 25-36.
- Rützler, K. (1975). The role of burrowing sponges in bioerosion. *Oecologia* 19, p. 203-216.
- Rützler, K. (1978). Sponges in coral reefs, *in* Coral Reefs: Research Methods E. D. R. Stoddart and R. E. Johannes (eds). p.
- Rützler, K. et Rieger, G. (1973). Sponge burrowing: fine structure of *Cliona lampa* penetrating calcareous substrata. *Marine Biology* 21 (2), p. 144-162.
- Sadki, D. (1984). Biostratigraphie et paléontologie des ammonites de quelques gisements du Bajocien inférieur du Maroc, de France et du Portugal. Thèse de 3e cycle, Lyon I, 188 p.
- Sadki, D. (1996). Le Haut-Atlas central (Maroc). Stratigraphie et paléontologie du Lias supérieur et du Dogger inférieur. Dynamique du bassin et des peuplements. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon.
- Sadki, D. et Alméras, Y. (1992). Les Brachiopodes Aaléno-Bajociens de la région de Rich (Haut-Atlas Central, Maroc) : implications biostratigraphiques et paléoécologiques. *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sciences* 5, p. 93-105.
- Sami, T. et Desrochers, A. (1992). Episodic Sedimentation on an Early Silurian, Storm-Dominated Carbonate Ramp, Becscie and Merrimack Formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology* 39 (3), p. 355-381.
- Schubert, J. K. et Bottjer, D. J. (1992). Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms. *Geology* 20 (10), p. 883-886.
- Schumann-Kindel, G., Bergbauer, M., Manz, W., Szewzyk, U. et Reitner, J. (1997). Aerobic and anaerobic microorganisms in modern sponges: a possible relationship to fossilization-processes. *Facies* 36, p. 268-272.
- Scoffin, T. P. (1970). The trapping and binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini lagoon, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, p. 249-273.
- Scoffin, T. P. (1971). The conditions of growth of the Wenlock reefs of Shropshire (England). *Sedimentology* 17 (3-4), p. 173-219.
- Scoffin, T. P. (1981). Aspects of the preservation of deep and shallow water reefs. *Proceedings of the 4th International Coral Reef Symposium, Marine Sciences Center, University of the Philippines, Manila, Philippines*, 1, p.499-501.
- Scoffin, T. P. (1992). Taphonomy of coral reefs: a review. *Coral Reefs* 11 (2), p. 57-77.
- Seeberg-Elverfeldt, J., Schluter, M., Feseker, T. et Kolling, M. (2005). Rhizon sampling of porewaters near the sediment-water interface of aquatic systems. *Limnology and Oceanography-Methods* 3, p. 361-371.
- Servais, T., Owen, A. W., Harper, D. A. T., Kröger, B. et Munnecke, A. (2010). The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 294 (3-4), p. 99-119.
- Shelly, D. C., Warner, I. M. et Quarles, J. M. (1980). Multi-Parameter Approach to the Fingerprinting of Fluorescent Pseudomonads. *Clinical Chemistry* 26 (10), p. 1419-1424.

- Shinn, E. A., Steinen, R. P., Lidz, B. H. et Swart, P. K. (1989). Whitings, a sedimentologic dilemma. *Journal of Sedimentary Research* 59 (1), p. 147-161.
- Skoog, A., Hall, P. O. J., Hulth, S., Paxéus, N., Van Der Loeff, M. R. et Westerlund, S. (1996). Early diagenetic production and sediment-water exchange of fluorescent dissolved organic matter in the coastal environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (19), p. 3619-3629.
- Sondi, I. et Juračić, M. (2010). Whiting events and the formation of aragonite in Mediterranean Karstic Marine Lakes: new evidence on its biologically induced inorganic origin. *Sedimentology* 57 (1), p. 85-95.
- Southard, J. B., Young, R. A. et Hollister, C. D. (1971). Experimental Erosion of Calcareous Ooze. *Journal of Geophysical Research* 76 (24), p. 5903-5909.
- St. John, J. M. (1990). An assessment of the Ordovician alga *Solenopora* from near Québec City, Canada: systematic position and specific nomenclature. Third Keck Research Symposium in Geology, Smith College, Abstracts, p.69-72.
- Stadnitskaia, A., Nadezhkin, D., Abbas, B., Blinova, V., Ivanov, M. K. et Sinninghe Damsté, J. S. (2008). Carbonate formation by anaerobic oxidation of methane: Evidence from lipid biomarker and fossil 16S rDNA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (7), p. 1824-1836.
- Stanley, R. G. (1981). Middle Jurassic Shoaling of the Central High Atlas Sea near Rich, Morocco. *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (3), p. 895-907.
- Stanley, R. G. et Warne, J. E. (1976). Carbonate Petrology of Basin to Reef Shoaling Sequence in Dogger (Middle Jurassic) of Central High Atlas, Morocco. *AAPG Bulletin* 60 (4), p. 725-725.
- Stanley, S. M. et Hardie, L. A. (1998). Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144 (1-2), p. 3-19.
- Stearn, C. W. (1982). The Shapes of Paleozoic and Modern Reef-Builders - a Critical-Review. *Paleobiology* 8 (3), p. 228-241.
- Stedmon, C. A. et Bro, R. (2008). Characterizing dissolved organic matter fluorescence with parallel factor analysis: a tutorial. *Limnology and Oceanography-Methods* 6, p. 572-579.
- Studer, M. et Du Dresnay, R. (1980). Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas Central de Midelt, Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France* VII (22), p. 391-397.
- Studer, M. A. (1980). Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut-Atlas Central, Maroc). Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, 94 p.
- Surlyk, F., Damholt, T. et Bjerager, M. (2006). Stevns Klint, Denmark: Uppermost Maastrichtian chalk, Cretaceous-Tertiary boundary, and lower Danian bryozoan mound complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 54, p. 1-48.
- Surlyk, F. et Lykke-Andersen, H. (2007). Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin. *Sedimentology* 54 (2), p. 405-422.

- Tanaka, K., Ohta, A. et Kawabe, I. (2004). Experimental REE partitioning between calcite and aqueous solution at 25 °C and 1 atm: Constraints on the incorporation of seawater REE into seamount-type limestones. *Geochemical Journal* 38 (1), p. 19-32.
- Taviani, M., Freiwald, A. et Zibrowius, H. (2005). Deep coral growth in the Mediterranean Sea: an overview, *in* Cold-Water Corals and Ecosystems, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer, p. 137-156.
- Taylor, P. D. et Allison, P. A. (1998). Bryozoan carbonates through time and space. *Geology* 26 (5), p. 459-462.
- Taylor, P. D. et Sendino, C. (2010). Latitudinal distribution of bryozoan-rich sediments in the Ordovician. *Bulletin of Geosciences. Czech Geological Survey* 85 (4), p. 565-572.
- Taylor, S. R. et McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33 (2), p. 241-265.
- Teixell, A., Arboleya, M. L., Julivert, M. et Charroud, M. (2003). Tectonic shortening and topography in the Central High Atlas (Morocco). *Tectonics*. Vol. 22, No. 5, 1051, doi:10.1029/2002TC001460
- Templer, S. P., Wehrmann, L. M., Zhang, Y., Vasconcelos, C. et McKenzie, J. A. (2011). Microbial community composition and biogeochemical processes in cold-water coral carbonate mounds in the Gulf of Cadiz, on the Moroccan margin. *Marine Geology* 282 (1-2), p. 138-148.
- Textoris, D. A. (1966). Algal Cap for a Niagaran (Silurian) Carbonate Mud Mound of Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology* 36 (2), p. 455-461.
- Textoris, D. A. et Carozzi, A. V. (1964). Petrography and evolution of Niagarian (Silurian) reefs, Indiana. *AAPG Bulletin* 48 (4), p. 397-426.
- Thiel, V., Peckmann, J., Richnow, H. H., Luth, U., Reitner, J. et Michaelis, W. (2001). Molecular signals for anaerobic methane oxidation in Black Sea seep carbonates and a microbial mat. *Marine Chemistry* 73 (2), p. 97-112.
- Thompson, J. B. et Ferris, F. G. (1990). Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology* 18 (10), p. 995-998.
- Thompson, J. B., Schultze-Lam, S., Beveridge, T. J. et Marais, D. J. D. (1997). Whiting Events: Biogenic Origin Due to the Photosynthetic Activity of Cyanobacterial Picoplankton. *Limnology and Oceanography* 42 (1), p. 133-141.
- Thomsen, E. (1983). Relation between currents and the growth of Palaeocene reef-mounds. *Lethaia* 16 (3), p. 165-184.
- Titschack, J., Thierens, M., Dorschel, B., Schulbert, C., Freiwald, A., Kano, A., Takashima, C., Kawagoe, N. et Li, X. (2009). Carbonate budget of a cold-water coral mound (Challenger Mound, IODP Exp. 307). *Marine Geology* 259 (1-4), p. 36-46.
- Tobin, K. J., Walker, K. R., Steinhilber, D. M. et Mora, C. I. (1996). Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology* 43 (2), p. 235-251.
- Tomašových, A., Fürsich, F. T. et Wilmsen, M. (2006). Preservation of Autochthonous Shell Beds by Positive Feedback between Increased Hardpart-Input Rates and Increased Sedimentation Rates. *Journal of Geology* 114 (3), p. 287-312.
- Tribble, G. W. (1993). Organic matter oxidation and aragonite diagenesis in a coral reef. *Journal of Sedimentary Research* 63 (3), p. 523-527.

- Tribollet, A. (2008). The boring microflora in modern coral reef ecosystems: a review of its roles, *in* Current Developments in Bioerosion, M. Wisshak et Tapanila, L. (eds). Springer, p. 67-94.
- Tribollet, A. et Golubic, S. (2011). Reef bioerosion: agents and processes, *in* Coral Reefs: An Ecosystem in transition, Z. Dubinsky et Stambler, N. (eds). Springer, p. 435-449.
- Trichet, J. et Défarge, C. (1995). Non-biologically supported organomineralization. Bulletin de l'Institut océanographique, Monaco Numéro spécial 14, p. 203-236.
- Turner, E. C., James, N. P. et Narbonne, G. M. (2000a). Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites. *Palaios* 15 (2), p. 87-111.
- Turner, E. C., Narbonne, G. M. et James, N. P. (2000b). Framework composition of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbialites, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada. , *in* Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World, J. P. a. J. Grotzinger, N.P. (eds). SEPM Special Publication, 67, p. 179-205.
- Tyler, P., Amaro, T., Arzola, R., Cunha, M., De Stigter, H., Gooday, A., Huvenne, V., Ingels, J., Kiriakoulakis, K. et Lastras, G. (2009). Europe's Grand Canyon: Nazaré Submarine Canyon. *Oceanography* 22, p. 46-57.
- Uysal, I. T. et Golding, S. D. (2003). Rare earth element fractionation in authigenic illite-smectite from Late Permian clastic rocks, Bowen Basin, Australia: implications for physico-chemical environments of fluids during illitization. *Chemical Geology* 193 (3-4), p. 167-179.
- Van Der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Bahamonde Rionda, J. R. et Merino Tomé, O. (2010). Controlling factors of volumetrically important marine carbonate cementation in deep slope settings. *Sedimentology* 57 (6), p. 1491-1525.
- Van Rensbergen, P., Depreiter, D., Pannemans, B., Moerkerke, G., Van Rooij, D., Marsset, B., Akhmanov, G., Blinova, V., Ivanov, M., Rachidi, M., Magalhaes, V., Pinheiro, L., Cunha, M. et Henriët, J. P. (2005). The El arraiche mud volcano field at the Moroccan Atlantic slope, Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 219 (1), p. 1-17.
- Van Rooij, D., Blamart, D., De Mol, L., Mienis, F., Pirlet, H., Wehrmann, L. M., Barbieri, R., Maignien, L., Templar, S. P., de Haas, H., Hebbeln, D., Frank, N., Larmagnat, S., Stadnitskaia, A., Stivaletta, N., van Weering, T., Zhang, Y., Hamoumi, N., Cnudde, V., Duyck, P. et Henriët, J. P. (2011). Cold-water coral mounds on the Pen Duick Escarpment, Gulf of Cadiz: The MiCROSYSTEMS project approach. *Marine Geology* 282 (1-2), p. 102-117.
- Van Weering, T., Koster, B., van Heerwaarden, J., Thomsen, L. et Viergutz, T. (2000). New technique for long term deep seabed studies. *Sea Technology* 2, p. 17-25.
- Van Weering, T. C. E., de Haas, H., de Stigter, H. C., Lykke-Andersen, H. et Kouvaev, I. (2003). Structure and development of giant carbonate mounds at the SW and SE Rockall Trough margins, NE Atlantic Ocean. *Marine Geology* 198 (1-2), p. 67-81.
- Veizer, J. n., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. et Strauss, H. (1999). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161 (1-3), p. 59-88.

- Walker, R. G. (1984). Shelf and shallow marine sands, *in* Facies models (2nd edition), R. G. Walker (eds). Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, p. 141-170.
- Walter, L. M., Bischof, S. A., Patterson, W. P., Lyons, T. W., O'Nions, R. K., Gruszczynski, M., Sellwood, B. W. et Coleman, M. L. (1993). Dissolution and Recrystallization in Modern Shelf Carbonates: Evidence from Pore Water and Solid Phase Chemistry [and Discussion]. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering* 344 (1670), p. 27-36.
- Warne, J. (1988a). Jurassic carbonate facies of the Central and Eastern High Atlas rift, Morocco, *in* The Atlas System of Morocco, V. Jacobshagen (eds). Springer, 15, p. 169-199.
- Warne, J. E. (1988b). Jurassic Midbasin Platform, Central and Eastern High Atlas, Morocco. *AAPG Bulletin* 72 (8), p. 1030-1030.
- Warne, J. E. (1989). Evolution of the Jurassic High Atlas Rift, Morocco: Transtension, structural and eustatic controls on carbonate facies, tectonic inversion. *Guidebook, AAPG Field Seminar, 24 September to 1 October 1989, No. 9, 332 p.*
- Warne, J. E., Hazlett, B. H., Crevello, P. D., Letsch, D. K. et Burke, R. B. (1988). Rift Tectonics and Limestone Sedimentation - Jurassic of the Central and Eastern High Atlas, Morocco. *AAPG Bulletin* 72 (8), p. 1030-1031.
- Webb, G. E. et Kamber, B. S. (2000). Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (9), p. 1557-1565.
- Weber, K. A., Achenbach, L. A. et Coates, J. D. (2006). Microorganisms pumping iron: anaerobic microbial iron oxidation and reduction. *Nature Reviews Microbiology* 4 (10), p. 752-764.
- Webster, G., Blazejak, A., Cragg, B. A., Schippers, A., Sass, H., Rinna, J., Tang, X. H., Mathes, F., Ferdelman, T. G., Fry, J. C., Weightman, A. J. et Parkes, R. J. (2009). Subsurface microbiology and biogeochemistry of a deep, cold-water carbonate mound from the Porcupine Seabight (IODP Expedition 307). *Environmental Microbiology* 11 (1), p. 239-257.
- Wehrmann, L. M., Knab, N. J., Pirlet, H., Unnithan, V., Wild, C. et Ferdelman, T. G. (2009). Carbon mineralization and carbonate preservation in modern cold-water coral reef sediments on the Norwegian shelf. *Biogeosciences* 6 (4), p. 663-680.
- Wehrmann, L. M., Templer, S. P., Brunner, B., Bernasconi, S. M., Maignien, L. et Ferdelman, T. G. (2011). The imprint of methane seepage on the geochemical record and early diagenetic processes in cold-water coral mounds on Pen Duick Escarpment, Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 282 (1-2), p. 118-137.
- Wendt, J., Wu, X. et Reinhardt, J. W. (1989). Deep-water hexactinellid sponge mounds from the upper triassic of northern Sichuan (China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76 (1-2), p. 17-29.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30 (5), p. 377-392.
- Wheeler, A., Beyer, A., Freiwald, A., de Haas, H., Huvenne, V., Kozachenko, M., Olu-Le Roy, K. et Opderbecke, J. (2007). Morphology and environment of cold-water coral carbonate mounds on the NW European margin. *International Journal of Earth Sciences* 96 (1), p. 37-56.

- White, M., Mohn, C., Stigter, H. et Mottram, G. (2005). Deep-water coral development as a function of hydrodynamics and surface productivity around the submarine banks of the Rockall Trough, NE Atlantic, *in* Cold-Water Corals and Ecosystems, A. Freiwald et Roberts, J. M. (eds). Springer, p. 503-514.
- Wiedenmayer, F. (1978). Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 71 (3), p. 699-744.
- Wiedenmayer, F. (1980). Shallow-water sponges of the Bahamas, *in* Living and Fossil Sponges W. D. Hartman, *et al* (eds). Sedimenta, Comparative Sedimentology Laboratory, University of Miami, Miami, VIII, p. 146-168.
- Wienberg, C., Frank, N., Mertens, K. N., Stuu, J.-B., Marchant, M., Fietzke, J., Mienis, F. et Hebbeln, D. (2010). Glacial cold-water coral growth in the Gulf of Cadiz: Implications of increased palaeo-productivity. *Earth and Planetary Science Letters* 298 (3-4), p. 405-416.
- Wienberg, C., Hebbeln, D., Fink, H. G., Mienis, F., Dorschel, B., Vertino, A., López Correa, M. et Freiwald, A. (2009). Scleractinian cold-water corals in the Gulf of Cadiz-First clues about their spatial and temporal distribution. *Deep-Sea Research Part I- Oceanographic Research Papers* 56 (10), p. 1873-1893.
- Williams, T., Kano, A., Ferdelman, T. G., Henriot, J. P., Abe, K., Andres, M. S., Bjerager, M., Browning, E. L., Cragg, B. A. et De Mol, B. (2006). Cold-water coral mounds revealed. *EOS Transactions*, 87, p.525-526.
- Wilmsen, M., Blau, J., Meister, C., Mehdi, M. et Neuweiler, F. (2002). Early Jurassic (Sinemurian to Toarcian) ammonites from the Central High Atlas (Morocco) between Er-Rachidia and Rich. *Revue de Paléobiologie* 21 (1), p. 149-175.
- Wilmsen, M. et Neuweiler, F. (2008). Biosedimentology of the Early Jurassic post-extinction carbonate depositional system, Central High Atlas rift basin, Morocco. *Sedimentology* 55 (4), p. 773-807.
- Wilson, J. B. (1979). «Patch» development of the deep-water coral *Lophelia Pertusa* (L.) on Rockall Bank. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 59 (01), p. 165-177.
- Wisshak, M., Gektidis, M., Freiwald, A. et Lundälv, T. (2005). Bioerosion along a bathymetric gradient in a cold-temperate setting (Kosterfjord, SW Sweden): an experimental study. *Facies* 51 (1), p. 93-117.
- Wolf, K. H. (1965). Gradational sedimentary products of calcareous algae. *Sedimentology* 5 (1), p. 1-37.
- Wood, R. (2001). Are reefs and mud mounds really so different? *Sedimentary Geology* 145 (3-4), p. 161-171.
- Wood, R. (2011). Paleocology of the earliest skeletal metazoan communities: Implications for early biomineralization. *Earth-Science Reviews* 106 (1-2), p. 184-190.
- Wright, V. P. (1992). A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology* 76, p. 177-185.
- Zeebe, R. E. et Wolf-Gladrow, D. A. (2001). CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam.
- Zempolich, W. G. et Cook, H. E. (2002). Paleozoic carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS): subsurface reservoirs and outcrop analogs. *Special Publication*, 75.

Zhang, Y., Henriot, J.-P., Bursens, J. et Boon, N. (2010). Stimulation of in vitro anaerobic oxidation of methane rate in a continuous high-pressure bioreactor. *Bioresource Technology* 101 (9), p. 3132-3138.

Ziechmann, W. (1994). *Humic substances*, Wissenschaftsverlag, Mannheim Leipzig Wien.