AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ

École doctorale **RP2E** (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)

Laboratoire **G2R** (Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques)

THÈSE

Présentée et soutenue publiquement le 27/01/2011

pour l'obtention du grade de Docteur de l'UHP
(Spécialité : Géosciences)

par

Apolline LEFORT

LA LIMITE OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN (JURASSIQUE SUPERIEUR) : STRATIGRAPHIE ET PALEOENVIRONNEMENTS DANS LES DOMAINES TETHYSIEN (EST ET SUD DU BASSIN DE PARIS, FRANCE) ET BOREAL (ILE DE SKYE, ECOSSE)

Composition du jury :

Directeur de thèse :	Bernard LATHUILIERE	Professeur (G2R - Nancy Université)
Rapporteurs :	Annachiara BARTOLINI	Professeur (MNHN - Paris)
	Christian GAILLARD	Professeur (Université Cl. Bernard - Lyon 1)
Examinateurs :	Matías REOLID PEREZ	Maître de conférences (Universidad de Jaén - Jaén)
	Alain TROUILLER	Ingénieur géologue (ANDRA - Paris)
	Yann HAUTEVELLE	Maître de conférences (ENSG/G2R - Nancy Université)
Invité (co-encadrant):	Vincent HUAULT	Maître de conférences (G2R - Nancy Université)

Avant propos

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du partenariat ANDRA-Université Henri Poincaré Nancy 1 et comprend deux volets :

- une **action de communication** axée sur une reconstitution de l'évolution des paléoenvironnements de dépôts à partir des objets fossiles récoltés dans les puits de Bure (Meuse).
- un **projet de recherche** prenant en partie appui sur la série de Bure et dont l'objectif est de comprendre les mécanismes d'ennoyage de la plate-forme carbonatée oxfordienne par les sédiments détritiques fins du Kimméridgien.

Ce volume traite de la partie recherche de la thèse. Une description du déroulement du premier volet communication est néanmoins ici succinctement évoquée.

L'action FORPRO 2001-2 a conduit l'équipe de recherche nancéenne à collecter un nombre important d'échantillons et tout particulièrement de fossiles qui sont aujourd'hui dans les collections de l'Université H. Poincaré. Parmi ces fossiles qui constituent une collection inédite par son ampleur et sa continuité (500 m d'épaisseur de roche du Callovien supérieur au Tithonien), il a été envisagé d'en présenter une sélection significative afin d'illustrer la reconstitution des environnements de vie et les conditions de dépôts qui se sont succédés à Bure de la fin du Callovien au Kimméridgien (Jurassique).
L'objectif scientifique de cette exposition est de mettre en valeur ce patrimoine géologique et d'expliquer comment reconstruire un environnement du passé. La terre cultivée en surface repose sur des roches qui témoignent, si on sait bien les observer, d'histoires exotiques bien différentes de la situation présente. En 8 millions d'années (entre 162,2 et 151 Ma), les variations du niveau de la mer, le climat changeant et la situation géographique de la Lorraine ont laissé des traces d'épisodes faunistiques étonnants. Cinq paléoenvironnements ont été extraits de la colonne stratigraphique, chacun d'eux illustrant un instant sur la vie passée de Bure et éclairant l'histoire géologique de la région (Fig.1).

- Le milieu circalittoral de la couche argileuse du Callovien-Oxfordien ou « en haute mer »
- L'installation des récifs coralliens
- Le plein développement de la vie récifale
- Le lagon
- La vasière à huîtres du Kimméridgien

Ces reconstitutions ont été menées d'une part par les chercheurs du laboratoire G2R Bernard Lathuilière, Vincent Huault et moi-même, gérée et réalisée par le personnel ANDRA, notamment en la personne de Marielle Girard. C'est également à travers les dessins de Laetitia Nori et de Pascal Laheurte que les fossiles ont 'pris vie'. Le résultat de ce travail est matérialisé par l'exposition « **Fossiles : empreintes du temps** » (Fig.2), ouverte et visitable d'avril 2010 à juin 2011 sur le site de Bure. L'exposition est sans doute en partie mobile et sera de passage en France dans différents lieux de culture et de communication scientifique dans les années à venir.

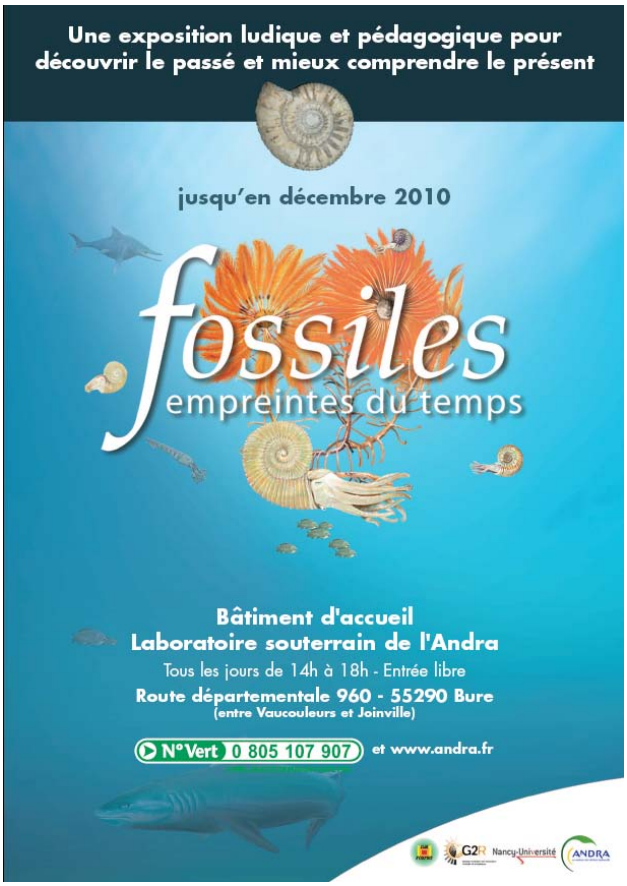


Figure 2. Affiche de l'exposition

Figure 1 page ci-contre. Reconstruction des cinq paléoenvironnements de Bure exposés et passage étudié dans ce mémoire (Dessins de P. Laheurte)

Haut du puits

Vasière

Intervalle correspondant au sujet du travail de recherche : passage de l'environnement lagonaire à la vasière à huîtres (Oxfordien/Kimméridgien).

Lagon

Apogée récifal

Installation Des récifs

Haute mer

Niveau des galeries

Sommaire

Avant propos 1
Sommaire 5
Remerciements 9
Résumé - Abstract 11
Plan 13

Chapitre I. Objectifs et contextes géologique, stratigraphique et historique 15
I. 1. Objectifs de la thèse 15
I. 2. Cadre géographique et géologique 17
I.2.1. Le bassin de Paris 19
I.2.1.1 L'Est du bassin de Paris 19
I.2.1.2 Le Sud du bassin de Paris 22
I.2.2. L'affleurement de l'Ile de Skye (Écosse) 23
I. 3. Cadre géodynamique et paléogéographique 24
I.3.1. Cadre géodynamique global 24
I.3.2. Paléogéographie 25
I.3.3. Paléobiogéographie 27
I. 4. Contexte climatique et cadre séquentiel 27
I.4.1. Climat 27
I.4.1.1 Historique 27
I.4.1.2 Les mécanismes globaux 28
I.4.1.3 Les spécificités locales 29
I.4.1.4 Synthèse 29
I.4.2. Cadre séquentiel et sédimentologique 30
I. 5. Cadre stratigraphique 30
I.5.1. Lithostratigraphie de l'Est et du Sud du Bassin parisien 33
I.5.2. Biostratigraphie 34
I.5.3. Chimiostratigraphie 36
I.6. Histoire de la géologie régionale 37
I.6.1. Est du bassin de Paris 37
I.6.2. Sud du bassin de Paris 42

Chapitre II. Matériel et méthodes 45
II. 1. Levés de coupes et description des faciès 45
II. 2. Le matériel fossile 45
II.2.1. Éléments paléontologiques 46
Échinodermes 46
Crustacés 46
Céphalopodes 46
Bivalves 47
Gastropodes 49
Brachiopodes 49
Annélides 50
Cnidaires 50
Spongiaires 50
Algues 51
Foraminifères 52
Palynomorphes 53
Radiolaires 54
Microproblematica ou Incertae sedis 54
Microbialites 55

Terriers, traces de perforations et de bioturbations 55
II.2.2. Remarques sur l'extraction et l'identification des microfossiles 56
II.2.3. Éléments figurés inorganiques 56
II. 3. Analyse palynologique 61
II. 4. Analyse de la matière organique 61
II.4.1. Protocole 62
II.4.2. Biomarqueurs de la matière organique observés 63
II.4.2.1 Les alcanes à chaîne carbonée linéaire : *i.e.* les *n*-alcanes 63
II.4.2.2 Les alcanes à un ou plusieurs groupements alkyl : les *iso*-alcanes 63
II.4.2.3 Les BAQCs (Branched Alkanes with Quaternary Carbons) 64
II.4.2.4 Les terpénoïdes cycliques : hopanes 64
II. 5. Echantillonnage des coquilles et analyse des isotopes stables 64
II.5.1. Les isotopes de l'oxygène 65
II.5.2. Les isotopes du carbone 65
II. 6. Analyse élémentaire 66

Chapitre III. La limite Oxfordien/Kimméridgien dans l'Est du bassin de Paris 67
III. 1. Les coupes de Gudmont-Villiers 68
III.1.1. Résultats 69
III.1.1.1 Distribution des fossiles et données sédimentologiques 71
III.1.1.2 Distribution des microfossiles (cf article en annexe) 75
III.1.1.3 Nanofossiles 77
III.1.1.4 Palynomorphes et matière organique particulaire 77
III.1.1.4.1 Les palynomorphes 77
III.1.1.4.2 Les phytoclastes 78
III.1.1.4.3 Description des résultats 79
III.1.1.5 Géochimie des isotopes stables 81
III.1.1.6 Les données élémentaires et les rapports Mg/Ca et Sr/Ca 86
III.1.1.7 Analyse de la matière organique 90
III.1.2. Discussion 991
III.1.2.1 Interprétations paléoenvironnementales à travers les organismes fossiles 91
III.1.2.2 Géochimie 97
III.1.2.2.1 Les isotopes de l'oxygène et du carbone 98
III.1.2.2.1.1 Composition de l'eau 98
III.1.2.2.1.2 Une signature marine variable 98
III.1.2.2.1.3 Diagenèse et origine biologique 99
III.1.2.2.1.4 Variations saisonnières 99
III.1.2.2.1.5 Les isotopes du Carbone 100
III.1.2.2.1.6 Signification des valeurs isotopiques d'un point de vue paléoenvironnemental 100
III.1.2.2.2 Informations tirées de l'analyse élémentaire 101
III.1.2.2.2.1 Les teneurs en éléments Mn, Fe, Ca et Sr 101
III.1.2.2.2.2 Température et salinité, rapports Mg/Ca et Sr/Ca 101
III.1.2.2.3 Interprétations des informations liées à la matière organique extractible 103
III.1.3. La disparition progressive de la faune dans les Calcaires à astartes 104
III. 2. Les puits du laboratoire de Bure 104
III.2.1. Résultats 105
III.2.1.1 Paléontologie 105
III.2.1.1.1 Données paléontologiques du rapport Forpro 105
III.2.1.1.2 Les microfossiles en lame mince, nouvelles données (Fig. 3.17) 107
III.2.1.2 Géochimie organique, nouvelles données 108
III.2.2. Interprétations paléoenvironnementales et géochimie 110
III.2.2.1.Reconstitutions paléoenvironnementales 111
III.2.2.2. Géochimie organique 112
III.2.2.3. Paléoenvironnements, microfossiles et cycles 112

III.2.2.4. Géochimie isotopique 113
III. 3. Description des coupes de Vignory, Void-Vacon et Menil-la-Horgne 113
III.3.1. La coupe de Vignory 113
III.3.2. La coupe de Void-Vacon (54) – carrière Eurovia 118
III.3.2.1 Paléontologie et sédimentologie 118
III.3.2.2 Interprétations paléoenvironnementales 123
III.3.2.3 Géochimie 124
III.3.3. La coupe de Ménil-la-Horgne (54) - carrière Chardot 125
III.3.3.1 Résultats 125
III. 4. Biostratigraphie 128
III.4.1. Brachiopodes, algues et foraminifères sur la coupe de Gudmont-Villiers 128
III.4.1.1 Les brachiopodes 128
III.4.1.1.1 Les brachiopodes des Calcaires à serpules de Gudmont 128
III.4.1.1.1.1 Rhynchonelles 128
III.4.1.1.1.2 Térébratules 129
III.4.1.1.2 Les brachiopodes identifiés dans l'ensemble des coupes de l'Est du Bassin parisien : intérêt biostratigraphique 131
III.4.1.2 Les algues et foraminifères 133
III.4.1.3 Conclusions 134
III. 5. Corrélations locales 134
III. 6. Synthèse séquentielle et coupe schématique 136
III. 7. Origine des changements paléoenvironnementaux et précurseurs de la crise des carbonates 138
III.7.1. Informations complémentaires issues de la littérature 138
III.7.2. Conclusion sur les paléoécosystèmes de plate-forme à la lumière des données géochimiques et bibliographiques 139

Chapitre IV. La limite Oxfordien/Kimméridgien dans le Sud du bassin de Paris 141
IV. 1. Description des coupes et interprétations paléoenvironnementales 141
IV.1.1. Carrière du Breuil près de Mâron (Fig. 4.2) 142
IV.1.2. La carrière de Plaimpied-Givaudins (Fig. 4.4) 145
IV.1.3. Le bois Jouanin (Fig. 4.6) 146
IV.1.4. La carrière du Subdray (Fig. 4.8) 148
IV.1.5. Champs à proximité du château Les Breux 152
IV.1.6. Coupe de Von-Toutifaut (usine MEAC) (Fig. 4.11) 153
IV.1.7. Carrières de Von-Saint-Maur 155
IV.1.8. Fossé cartographié Calcaires de Montierchaumes 156
IV.1.9. Coupe de la route de Montigny à Villepéant (Fig. 4.12) 157
IV.1.10. Carrière de Bel-Air / l'Irlandaise (Fig. 4.14) 158
IV.1.11. Carrière Feray (Fig. 4.16) 159
IV.1.12. Carrière de Mehun (Fig. 4.17) 161
IV.1.13. Carrière de la Madelaine 163
IV.1.14. Labours de la commune de Saint-Genou 164
IV.1.15. Commune de Saint-Doulchard 165
IV. 2. Interprétations paléoenvironnementales et modèles de dépôts 167
IV.2.1. Interprétations paléoenvironnementales 167
IV.2.2. Modèle de dépôt 167
IV. 3. Stratigraphie 170
IV.3.1. Biostratigraphie 170
IV.3.2. Lithostratigraphie 173
IV.3.3. Coupe synthétique et cadre séquentiel (Fig. 4.24 *et* 4.25) 176
IV.3.3.1 Introduction 176
IV.3.3.2 Principe 176
IV.3.3.3 Choix et définitions 177
IV.3.3.4 Application 178
IV.3.4. Conclusion 178

Chapitre V. La limite Oxfordien-Kimméridgien dans le domaine boréal : analyse de la matière organique soluble de l'affleurement de Flodigarry (Ile de Skye, Écosse). 181
Abstract 184
Introduction 184
Geological setting 186
Material and methods 189
Results 192
1. Algae molecular signature 192
2. Extraction yields and molecular fractions bitumen composition 193
3. n- and iso-alkanes 192
4. Hopanes 196
5. Steroids 192
6. Plant biomarkers 198
7. Other biomarkers 192
Discussion 200
- Possible contamination by extant algae 200
- Maturity and organic matter preservation 202
- Source of organic matter, palaeoenvironmental and stratigraphic implications 203
Conclusion 206
References 206

Chapitre VI. Discussion générale 211
VI. 1. Corrélations entre le sud et l'Est du Bassin parisien 211
VI.1.1. Comparaison de l'épaisseur des piles sédimentaires 211
VI.1.2. Corrélations séquentielles et biostratigraphiques (fig.6.1) 212
VI. 2. Le placement de la limite Oxfordien/Kimméridgien 214
VI.2.1. D'après le calendrier téthysien 214
VI.2.2. En tenant compte du stratotype de limite proposé dans le royaume boréal 215
VI. 3. La crise des carbonates dans le Bassin parisien 218

Conclusion et perspectives 221
Références bibliographiques 226
Planches photographiques 227
Liste des figures et tableaux 273
Annexes 1 (Article Lefort *et al.* in press) 281
Annexes 2 303

Remerciements

Je souhaite remercier en premier lieu Bernard, un directeur de thèse idéal et une personne exceptionnelle. Il a cette manière si subtile de partager ses connaissances sans prétention et de proposer des idées sans jamais imposer ou dénigrer. J'ai parfois frappé à votre porte juste pour aspirer un peu de votre sérénité et de votre mansuétude. Votre calme à toute épreuve et votre considération m'ont bien souvent permis de passer au-delà de mes doutes, quels qu'ils soient. Répondant toujours présent et généreusement à mes questions. Raisonnant avec patience et équilibre, considérant chaque petit point avec le même sérieux.
Observer et comprendre les petits objets de la nature que les autres ne voient pas n'est pas nouveau pour moi. Mes aspirations naturalistes m'ont mené vers une science historique qui force à la diversification scientifique mais également à la réflexion philosophique, replaçant logiquement l'être humain (et sa vanité) dans l'histoire de la vie et de la Terre. J'ai pu à travers ce sujet multidisciplinaire et aux diverses tâches que Bernard m'a confiées continuer à satisfaire ma curiosité, continuer à apprendre et me diversifier. Pour tout cela encore merci.

Mon co-directeur n'est pas étranger non plus à l'aboutissement de cette thèse. Vincent s'est montré compréhensif chaque fois qu'il a fallu discuter science ou ressentis. Plein d'entrain sur le terrain et efficace aux manips en labo, sa nature minutieuse a contribué à rendre meilleure ma réflexion scientifique. Je te souhaite des échantillons plus riches en palynomorphes que les miens dans les années futures !

Le succès (enfin j'espère que ce travail servira à d'autres…) de cet épopée scientifique est donc fortement liée à l'humanité de mes deux encadrants qui m'ont non seulement encadrée mais aussi supportée (dans les deux sens du terme je crois !) tout en me permettant d'être autonome sur le déroulement de mes expériences.

Je remercie Michel Cathelineau qui a bien voulu m'accueillir au sein du laboratoire G2R et qui a participé à la mise en place de l'exposition sur les paléoenvironnements jurassiques.

Cette thèse a été possible grâce à l'ANDRA qui a en grande partie contribué à son financement. Je remercie donc tout particulièrement Marie-Claude Dupuis qui m'a permis d'exaucer un vœu. Je suis également reconnaissante envers Alain Trouiller qui a suivi les avancées de mes recherches.

Je remercie les rapporteurs Christian Gaillard et Anachiara Bartolini d'avoir accepté de relire ce manuscrit et contribué à son amélioration.

Différentes personnes ont été attentives aux questions qui se sont posées durant mon travail de thèse. Je suis reconnaissante de Roland Wernli (Genève) qui m'a permis de découvrir le monde des foraminifères jurassiques. Didier Desor (Nancy) et André Piuz (Genève) pour les conseils sur les statistiques de mes petits foram. Wienfried Werner (Munich) pour la détermination de certains bivalves, Marc Durand (Nancy) pour les conseils sur l'analyse du Bore et particulièrement Annick Boullier (Besançon) pour le temps que nous avons passé ensemble sur les brachiopodes et les nombreux documents qu'elle m'a envoyés ; il y a encore du travail... Benjamin Brigaud (Orsay) pour l'intérêt qu'il a porté sur mes recherches qui donnaient suite à son master.

Merci à Caroline Guillemette et Christian France-Lanord du Laboratoire d'isotopes stables du CRPG avec qui j'ai pu manipulé et discuté en toute liberté.

Je suis également très heureuse d'avoir coécrit un article avec Yann Hautevelle, toujours prêt à travailler avec le sourire et d'un professionnalisme à toute épreuve. Merci à l'équipe du labo de géochimie organique, notamment en la personne de Raymond Michels mais plus

particulièrement à Pierre, Coralie, Sabrina, Pascale etc. qui ont pris soin de répondre à mes questions lorsque je venais manipuler.

L'aventure humaine est donc également liée au personnel du laboratoire G2R. En chacun d'entre eux j'ai trouvé une pièce du puzzle pour compléter ma carte mentale d'échanges d'idées, d'envies et de coup de gueule.
J'ai découvert de jeunes maîtres de conférence prêts à échanger et réconforter, mais surtout à se lâcher (et ça fait du bien) : merci à Cédric C. mon co-co-directeur groovy officieux, merci à Cécile pour sa blonde attitude - on se sent moins seule - Marie-Camille et ces recettes de cuisine, Judith et sa gentillesse légendaire, Jérôme et sa non-gentillesse légendaire (mais finalement on s'attache ;-)), Régine et ses connaissances concernant les argiles, et puis tous ceux qui mangent à la cafèt à midi (Anne-Sylvie, Jean, Karine, Alex…). J'ai également apprécié les échanges pour diverses raisons avec les 'plus anciens' Jean D., Jacques, Jean-Louis ou Marie-Christine.
Je dis merci à ceux qui sont venus m'aider sur le terrain et à toutes les petites mains qui ont fabriqué mes lames minces. Alors Cédric, heureux ? T'auras plus de caillou blanc cette année !
Merci à Marie-Odile de suivre mon dossier avec attention, toujours efficace et disponible. Je remercie Patrick pour sa considération et ses services et je salue Zyra qui diffuse quotidiennement son affection dans les bureaux de ses « enfants ». Également une petite pensée à l'ancien (Roland).

Dédicace maintenant à la bande de thésards et à quelques uns en particulier. Bien qu'il me fut difficile de trouver un interlocuteur scientifique de mon âge vu la nature hors-thématique de ma thèse, j'ai rencontré des personnes que j'espère continuer à voir par la suite. Merci aux habitants du bureau n-1 Antonin-Foxy-MCC : le refuge, la réserve de gâteaux et le lieu de partage des petits secrets. Je me souviendrai du stock d'images photoshopées de glisse de Foxy et d'Antonin courbé sur ses fichiers excel. Je suis également bien contente d'avoir percé la carapace de Monsieur Mercadier, et je resterai polie. Une fois soutenue, à nous la neige des Vosges les gars! Jérémy le surnommeur, tu nous manques (un peu beaucoup), j'espère un jour retrouver une danseuse comme toi. Je pense également à ceux qui ont commencé en même temps que moi (notamment Audrey, Vincent et Thierry) ceux que j'ai connu en DEUG, Olivier B. et Olivier P. et tous ceux avec qui j'ai partagé un petit moment et/ou une bière : Roszy, Luc, Moussa, Rakhim, Askar, Shahin, Anne-Laure, Lucille, Matthieu, Antony, Philippe etc. Je remercie particulièrement mon (ultime) colocataire de bureau Yueming pour l'ambiance studieuse et agréable. Je garde de très bons souvenirs du séjour en Écosse en compagnie de Mélanie G. que j'espère rejoindre à Genève un de ces quatre !

Remerciements en passant à mes potes de fac ou d'ailleurs, qui n'ont toujours pas compris pourquoi je m'intéresse aux cailloux et qui me laissent rarement le temps de leur expliquer... Fanny à nous les chemins de tous les pays !

Je tiens à m'excuser auprès de mon vélo, mon piano (diantre les *Nocturnes* massacrées ces derniers temps…), et mon amoureux qui ont subi mes changements d'humeur… Julien, cette épreuve aura renforcé d'autant plus notre complicité et là n'est pas le lieu où te déclamer mon amour…

Enfin, ma plus profonde gratitude, et je l'écris les larmes aux yeux, va à mes parents qui m'ont portée jusque là, croyant infailliblement en moi. Que mes deux cadets soient aussi motivés et épanouis dans leurs études et leurs projets professionnels que je le suis.

A mes grands-mères.

Je vous dois la chance d'avoir pu suivre de longues études,

à mille lieues de votre vie de labeur.

Résumé

Les associations de macrofossiles et microfossiles ainsi que la compréhension des données isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) et élémentaires (Mg/Ca) dans l'Est du Bassin parisien révèlent un changement dans la physico-chimie de l'eau de la plate-forme lagonaire durant l'intervalle Oxfordien supérieur/Kimméridgien inférieur (Jurassique supérieur). Dans la région de Lorraine/Champagne il y a environ 156 Ma, les environnements tropicaux (de plus de 22°C), peu profonds et dominés par la biominéralisation de carbonates deviennent peu à peu dysoxiques et plus frais (<18°C). Les changements de conditions de ces environnements restreints vont entraîner la quasi-disparition des organismes durant le dépôt des Calcaires à astartes, enrayant ainsi l'usine à carbonates qui fonctionnait depuis le début de l'Oxfordien moyen avec de rares périodes critiques. Ce refroidissement peut s'expliquer localement, sous réserve d'une cause globale, par un changement de courantologie impliquant le renforcement d'un apport d'eaux plus fraîches provenant du domaine boréal et envahissant la plate-forme. A l'échelle ouest-européenne, la production carbonatée ne sera plus jamais aussi intense puisque les dépôts argileux vont dominer par la suite dans les séries kimméridgiennes.

Des corrélations entre les dépôts de l'est et ceux du Sud du Bassin parisien (Berry), de faciès similaires à ceux de Lorraine/Champagne, ont permis d'améliorer le cadre biostratigraphique de l'Est du Bassin parisien très pauvre en marqueurs biostratigraphiques (ammonites). La comparaison des cadres séquentiels déduits de l'évolution paléoenvironnementale du Berry et de Lorraine permettent de placer le maximum de régression d'un cycle de 3ème ordre à la limite des zones à ammonites Planula et Platynota, au sein des Calcaires crayeux de Gudmont et dans les Calcaires lités supérieurs. Ce maximum régressif semble l'équivalent de celui considéré à la base du Kimméridgien dans le Jura et noté Kim1 dans les chartes d'Hardenbol *et al.* (1998).

Actuellement, aucune coupe de référence (stratotype) ne définit la limite Oxfordien/Kimméridgien. Cependant, une succession marneuse située sur l'Ile de Skye (Ecosse ; Wierzbowski *et al.*, 2006), a été récemment proposée en tant que potentiel stratotype de limite pour la limite Oxfordien/Kimméridgien. La faune à ammonites décrite dans le Membre de Flodigarry ne permet pas d'établir de corrélations fiables entre les domaines boréaux et téthysiens d'Europe de l'Ouest. L'étude de la coupe de l'Ile de Skye avait pour objectif de tenter de comparer cette succession subboréale à des dépôts subméditerranéens (Bassin parisien) à travers d'autres marqueurs. La particularité géochimique ($\delta^{18}O$ et $n\text{-}C_{24}+/n\text{-}C_{24}-$ faibles) d'un banc bitumineux de la succession permet de placer un maximum transgressif dans la zone à Baylei. Pour autant, l'analyse de la matière organique extractible de cette coupe ne présente pas de changements significatifs et pérennes dans le contenu des contributions marines et continentales. En revanche elle a révélé des biomolécules très bien préservées, parmi les plus vieilles identifiées au monde.

Cette thèse apporte de nouveaux éléments paléontologiques, géochimiques et stratigraphiques dans les deux grands royaumes paléobiogéographiques jurassiques. En particulier, l'Est du Bassin de Paris recèle désormais des coupes de références bien documentées pour l'intervalle considéré surtout en matière de foraminifères, d'algues, de brachiopodes, de phytoclastes, de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des carbonates biologiques, de géochimie organique. La multiplication de telles observations locales, accompagnées d'une démarche pluridisciplinaire, devrait conduire à corréler avec davantage de fiabilité les provinces boréales et téthysiennes et préciser les causes, à l'échelle globale, de la crise des carbonates à la limite Oxfordien/Kimméridgien.

Abstract

Isotopic ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) and elementary (Mg/Ca) geochemical data as well as macro and microfossil associations, show a chemical change in the water of the lagoonal platform in the eastern Paris Basin, during the Late Oxfordian/Early Kimmeridgian interval (Upper Jurassic). About 156 Ma years ago, in the Lorraine/Champagne area, shallow tropical environments were dominated by biomineralization of carbonates. Gradually, the environments became confined, dysoxic and colder. These changes of palaeoenvironmental conditions lead to the disappearance of most of living organisms during the deposition of the *Calcaires à astartes* Formation. The cooling could be explained by a change in water paleocurrents involving cooler water from the northern area, dominant on the western european platform.

Correlations with depositional environments of the southern Paris Basin (Berry), with similar facies to those of Lorraine/Champagne, helped to improve the biostratigraphic framework of the eastern Paris Basin. The comparison between the sequential frames deduced from the palaeoenvironmental evolution of Berry and Lorraine places the maximum regression of a third order cycle at the boundary between Planula and Platynota ammonite zones. This maximum regression seems equivalent to the Kim1 of the charts of Hardenbol *et al*. (1998), identified at the base of the Kimmeridgian stage in the Jura.

Recently, the Flodigarry Shale Member, a shaly succession located on the Isle of Skye (Scotland), has been proposed as a possible GSSP (Global Stratotype Section and Point) to define the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. However, the described fauna does not permit to establish reliable correlations between Boreal and Tethyan realms of Western Europe. The Flodigarry section was studied in order to compare this subboreal series to submediterranean deposits (Paris Basin) by means of other markers such as organic molecular contents. As a result, the soluble organic matter analysis does not show any major change in the content of the marine and continental organic matter contributions across the boundary. However it revealed very well preserved biomolecules typical of pinophytes, among the oldest identified in the world. A peculiar bed is also proposed as a maximum flooding interval in the Baylei zone due to its high values of marine molecular content together with its low value of $\delta^{18}O$ of belemnites.

This thesis provides new palaeontological, geochemical and stratigraphic data in both Jurassic palaeobiogeographic realms. Well documented sections of the Eastern Paris Basin are now available for this interval. Such local observations, integrated in a multidisciplinary approach, should strengthen the correlations across these realms and precise the global components of the crisis of the carbonate production near the Oxfordian/Kimmeridgian boundary.

Plan

Le mémoire est composé de cinq chapitres :

Chapitre I : Objectifs et contextes géologique, stratigraphique et historique

Ce chapitre est un chapitre introductif présentant successivement l'objectif de la thèse, le cadre géologique général des aires d'études, les cadres géodynamique, paléogéographique et climatique du Jurassique supérieur. La lithostratigraphie et la biostratigraphie des successions carbonatées étudiées sont évoquées ainsi qu'une synthèse des données de stratigraphie séquentielle sur l'intervalle considéré. Ce chapitre se termine par une approche plus historique des travaux ayant trait à la compréhension de la géologie locale.

Chapitre II : Matériels et méthodes

La démarche pluridisciplinaire de cette thèse a engendré l'utilisation de différentes méthodes appliquées aux divers matériels utilisés. Ce chapitre donne un panorama de la diversité des matériels étudiés, composés de fossiles macroscopiques, de lames minces pour l'observation des microfossiles et des microfaciès, de la matière organique extractible de la roche sédimentaire ainsi que des palynormophes. Les méthodes d'analyses géochimiques y sont développées ainsi qu'un résumé de la signification paléoenvironnementale de chaque élément squelettique ou non squelettique présent dans les coupes levées.

Chapitre III : L'intervalle Oxfordien supérieur/Kimméridgien inférieur dans l'Est du bassin de Paris

Ce chapitre contient les descriptions de toutes les coupes étudiées dans la région Lorraine-Champagne-Ardennes : Bure, Gudmont-Villiers, Void-Vacon, Ménil-la-Horgne et Vignory. Des interprétations paléoenvironnementales y sont proposées ainsi que le résultat des analyses isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$), élémentaires (Ca, Mg, Fe, Mn, Sr) et de matière organique extractible. Des corrélations entre les différentes coupes et une tentative de précision du cadre stratigraphique sont proposées.

Les résultats et interprétations sur les microfossiles de la coupe de Gudmont-Villiers font l'objet d'un article soumis et accepté en septembre 2010 pour publication à la revue *Facies*.

Chapitre IV : L'intervalle Oxfordien supérieur/Kimméridgien inférieur dans le Sud du bassin de Paris

Quatorze descriptions de coupes et prélèvements effectués dans la région géographique du Berry constituent la première partie de ce chapitre. Ces descriptions sont accompagnées

d’interprétations paléoenvironnementales, d’un cadrage biostratigraphique et d’un schéma de l’évolution séquentielle globale du Berry.

Chapitre V : La limite Oxfordien/Kimméridgien sur l’’Ile de Skye (Ecosse)

Ce chapitre-article contient les résultats obtenus sur la matière organique extractible des échantillons prélevés sur la coupe du potentiel stratotype de limite de l’Ile de Skye en Écosse.

Les résultats et interprétations présentés dans ce chapitre font l’objet d’un article en préparation pour publication dans la revue *Geological Magazine*.

Chapitre VI : Discussion générale

Une comparaison entre les données de l’Est et du Sud du Bassin parisien est effectuée et replacée dans un cadre paléogéographique plus large. Des hypothèses quant aux événements précurseurs de la crise des carbonates de la limite Oxfordien / Kimméridgien sont émises.

Chapitre I.

Objectifs de la thèse et contextes géologique, stratigraphique et historique

I. 1. OBJECTIFS DE LA THESE

La limite entre les étages Oxfordien et Kimméridgien (Jurassique supérieur) est actuellement l'objet d'une controverse. Aucune coupe de référence, ou stratotype de limite, ne permet de caractériser précisément la base du Kimméridgien. Les ammonites sont les marqueurs biostratigraphiques les plus fréquemment utilisés au Jurassique. Or, durant l'Oxfordien supérieur, les faunes marines se différencient fortement d'une aire géographique à une autre. Les deux grands domaines paléobiogéographiques qui se mettent en place, le domaine boréal et le domaine téthysien, sont caractérisés par des faunes totalement distinctes. A tel point qu'aucun point commun qui puisse permettre d'établir des corrélations entre ces deux domaines n'a été identifié à ce jour. Ce provincialisme a engendré la construction de plusieurs échelles d'ammonites parallèles, une pour chaque province biogéographique, très difficilement corrélables pour l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur. Un stratotype de limite potentiel a récemment été proposé pour le placement de la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le domaine boréal, sur l'Ile de Skye (Wierzbowski *et al.*, 2006). Ce choix implique de revoir les corrélations qui avaient traditionnellement été adoptées en France sur des bases biostratigraphiques et/ou séquentielles. La particularité faunistique des environnements de plate-forme carbonatée tropicale généralement dépourvus de céphalopodes rend les corrélations d'autant plus difficiles avec les bassins ou les plates-formes plus profondes. Les communications entre provinces s'améliorent à partir du Kimméridgien supérieur et rendront alors les corrélations plus aisées.

Ce qui semble être un débat nomenclatural entre stratigraphes cache en réalité des questions sur le fonctionnement global de la planète. La configuration paléogéographique particulière du Jurassique supérieur entraîne un courant océanique circumterrestre, reliant les océans Téthys, Atlantique et Pacifique. Le bassin de Paris correspond à un biotope qui se situe, au Kimméridgien inférieur, sur un haut fond communiquant à la fois avec les eaux froides du domaine boréal et avec les courants chauds circumterrestres. Résoudre les problèmes de corrélations à l'échelle mondiale, ne peut se faire sans documenter avec précision la stratigraphie locale. Dans cette perspective, nous avons mené une étude sédimentologique et paléontologique détaillée des faciès et microfaciès des dépôts carbonatés de

l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur de l'Est du bassin de Paris. L'étude lithologique a été complétée par des analyses géochimiques destinées à préciser les cadres bio- et chimio-stratigraphiques locaux. Le Sud du Bassin parisien présente une série carbonatée qui ressemble fortement à celle de l'Est en termes de faciès et d'environnement de dépôts. Ces dépôts carbonatés ont aussi l'avantage de présenter des niveaux contenant des ammonites, permettant un calage stratigraphique. Une comparaison entre l'Est et le Sud du bassin a donc été entreprise.

Le passage Oxfordien-Kimméridgien est souvent schématisé par le passage des calcaires oxfordiens aux marnes kimméridgiennes dont l'exemple type est constitué par les marnes noires de la formation de la « Kimmeridge Clay » (Dorset, Angleterre). L'eustatisme joue assurément un rôle dans le changement de production sédimentaire (calcaires puis marnes) que nous observons également dans le Bassin parisien, mais il ne peut constituer la seule explication. Plus précisément, la plate-forme est dominée par la production carbonatée durant tout l'Oxfordien supérieur. Une transgression de grande ampleur atteignant son maximum transgressif au Kimméridgien supérieur entraîne une augmentation de l'espace disponible. Cet espace disponible n'est pas comblé par la production de carbonates comme ce fut le cas à l'Oxfordien supérieur. L'ennoyage (ou drowning) de la plate-forme à partir de la fin du Kimméridgien inférieur et l'affaiblissement de production carbonatée majoritairement d'origine biologique impliquent des changements paléoenvironnementaux importants.

Les difficultés stratigraphiques étant dûes en partie à une mauvaise compréhension du fonctionnement du système climatique et environnemental durant l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, la problématique de cette thèse peut s'articuler suivant deux axes :

Préciser le cadre chronostratigraphique de la série des Calcaires à serpules de Gudmont aux Marnes à exogyres inférieures de l'Est du bassin de Paris. Ce qui implique

- d'évaluer si des organismes fossiles autres que les ammonites (brachiopodes, foraminifères, algues ou palynomorphes) peuvent nous permettre d'affiner le cadre biostratigraphique ;
- d'établir des corrélations avec le Sud du Bassin parisien et donc au sein du domaine téthysien ;
- de tenter des corrélations avec le domaine boréal, particulièrement avec la coupe de l'Ile de Skye.

Comprendre quelle est la part des facteurs paléoenvironnementaux et paléocéanographiques qui ont conduit à l'ennoiement de la plate-forme carbonatée oxfordienne en Lorraine-Champagne. Il faut pour cela

- identifier les modifications des assemblages faunistiques et floristiques en relation avec les changements paléoenvironnementaux
- préciser les informations paléoenvironnementales à travers l'utilisation d'outils géochimiques (géochimie isotopique, élémentaire, analyse de la matière organique).

I. 2. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Les roches sédimentaires d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur affleurent en de nombreux endroits en Europe et font l'objet d'études multiples (Figure 1.1). Les publications citées dans le tableau concernent principalement des études qui peuvent avoir un intérêt stratigraphique. Loin d'être exhaustive, cette liste cite les articles souvent récents qui ont été choisis pour leur liste bibliographique menant rapidement aux autres travaux sur la localité indiquée.

Les points rouges indiquent les affleurements qui sont détaillés ci-après. Les terrains de l'étude principale se situent dans l'Est (Lorraine-Champagne) et au Sud (Berry) du bassin de Paris.

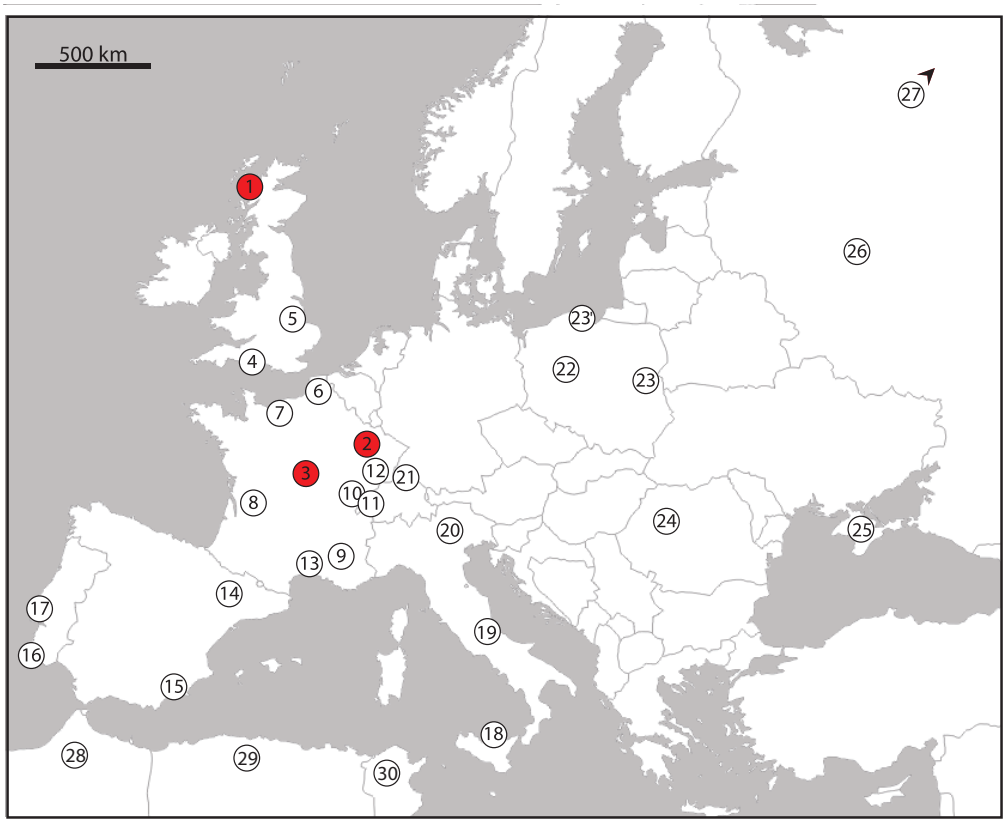


Figure 1.1. Affleurements de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur en Europe et travaux récents en références (tableau).

Index	Localité	Références menant rapidement aux diverses publications sur la localité	Coupe(s)
1	Isle de Skye, Ecosse (UK)	Sykes & Callomon (1979)	Staffin bay (Membre de Flodigarry)
2	Est du Bassin parisien (Fr)	Carpentier (2004) ; Brigaud (2008)	coupes de Gudmont-Villiers (51)
3	Sud du Bassin parisien (Fr)	Debrand-Passard (1982)	diverses coupes entre Chateauroux et Bourges
4	Dorset, Angleterre (UK)	Callomon & Cope (1995) ; Wright & Cox (2001) ; Gallois (2005)	Ringstead bay
5	Est de l'Angleterre (UK)	Gallois & Cox (1976)	plusieurs forages dans la région de 'Wash'
6	Boulonnais (Fr)	Schnyder *et al.* (2000)	sondages carottés proches de Boulogne
7	Normandie (Fr)	Samson *et al.* (2001) ; Gallois (2005)	plusieurs coupes au nord du Havre
8	Charente (Fr)	Hantzpergue (1989)	plusieurs coupes
9	Bassin du Sud Est (Fr)	Debrand-Passard *et al.* (1984) ; Boulila *et al.* (2009)	Crussol
10	Jura Français	Bernier (1984) ; Chevalier (1989) ; Cochet *et a*l. (1994) ; Enay (2000a, b)	nombreuses (notamment Molinges, Mont Rivel etc.)
11	Jura Suisse	Gygi *et al.* (1986, 1998) ; Jank *et al.* (2004, 2006) ; Strasser (2007)	nombreuses en Ajoie, proche de Porrentruy
12	Bourgogne (Fr)	Loreau & Tintant (1968) ; Chevalier *et al.* (2001)	divers affleurements dans l'Yonne
13	Languedoc (Fr)	Astruc *et al.* (2008) ; Bodeur (1994)	Quercy, région des Causses
14	NE de l'Espagne	Aurell *et al.* (2003) ; Melendez *et al.* (2006)	région de Calanda-Alcorisa-Rafales
15	SE de l'Espagne	Olóriz *et al*. (2004)	coupe de Río Segura
16	Bassin d'Algarve (Portugal)	Marques *et al.* (1983, 1998)	coupes de la Roche et de Vale da Burra
17	Bassin lusitanien (Portugal)	Wilson (1979) ; Fürsich & Werner (1984) ; Shneider *et al.* (2009)	plusieurs coupes (Montejunto, Monte Gordo, Ota…)
18	Sicile (Italie)	Cecca & Savary (2007)	Monte Inici et Castello Inici
19	Italie	Cecca *et al*. (1992) ; Cecca et Savary (2007)	Sud des Alpes (Formation de Fonzaso) ; Plateau de Trente, centre Italie (Ammonitico Rosso)
20	Nord de l'Italie		
21	Sud de l'Allemagne	Gygi et Persoz (1987) ; Schweigert (2000) ; Bartolini *et al.* (2003) ;	plusieurs coupes en Souabe ; Nord du Franconian Alb
22	Pologne	Matyja & Wierzbowski (1998), Barski *et al.* (2005)	coupe de Bielawy et forages
23&23'	Pologne	Matyja *et al.* (1989), Matyja & Wierzbowski (2002), Barski *et al.* (2005)	divers forages au nord et au sud, Monts du Holy Cross
24	Romanie	Bucur, Piteiu & Săsăran (2004)	Montagne de Trascău
25	Crimée (Ukraine)	Krajewski & Olszewska (2006)	Massif de Aj-Petri
26	Bassin de la Volga (Russie)	Hantzpergue *et al.* (1998) ; Riboulleau *et al*. (1998)	affleurements entre Moscou et l'Oural (Makariev)
27	Sibérie (Russie)	Rogov et Wierzbowski (2006)	péninsule de Taimyr
28	Maroc	Benzaggagh & Atrops (1996) ; Bouadoua (2006)	Atlas, bassin d'Essaouira
29	Algérie	Atrops et Benest (1986) ; Enay *et al*. (2005)	notamment djebel Bechtout au NO du Tiaret
30	Tunisie	Soussi *et al.* (1999)	Atlas, au nord notamment Djebel Zaress

Tableau complétant la figure 1.1. Les numéros apparaissant sur la carte sont associés à des références traitant de la limite Oxfordien-Kimméridgien. Les coupes étudiées dans les localités sont précisées.

I.2.1. Le bassin de Paris

Le bassin de Paris ou Paris-Londres ou encore anglo-parisien est un bassin sédimentaire intracratonique qui repose sur un socle cadomien et varisque (Fig. 1.2). Il s'appuie sur le Massif ardennais au nord, Le Massif Vosgien à l'est, le Massif Central au sud et le Massif Armoricain à l'ouest. La bande d'affleurement du Jurassique supérieur (en bleu ciel) est orientée N-S à l'est et NE-SW dans le Sud du bassin de Paris (Fig. 1.2). Cette bande regroupe les affleurements d'âge Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur étudiés durant la thèse. Les dépôts jurassiques du bassin ont été mis à l'affleurement grâce aux activités tectoniques qui ont suivi les dépôts (au Crétacé et Cénozoïque).

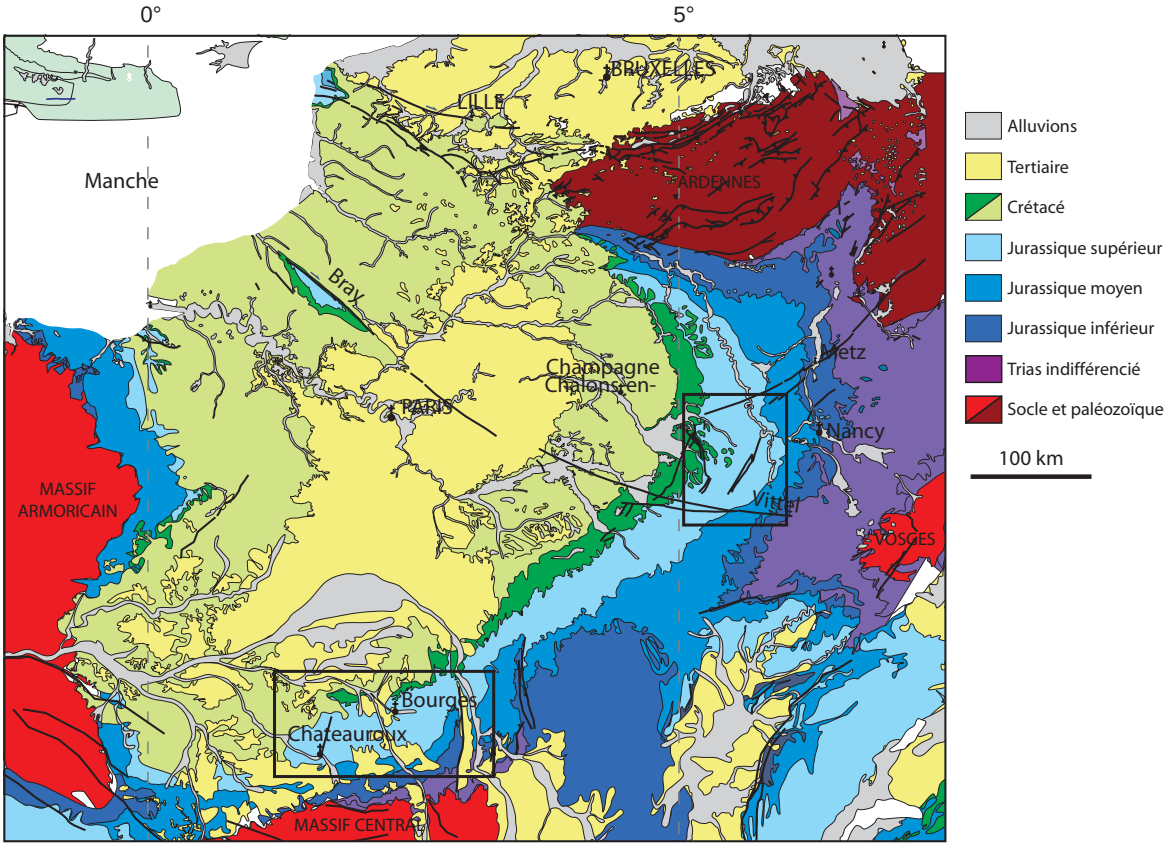


Figure 1.2. Carte géologique simplifiée du Bassin parisien (modifiée de la Carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM). Les cadres représentent les aires étudiées.

I.2.1.1 L'Est du bassin de Paris

Les dépôts du Malm de l'Est du bassin de Paris forment une structure globalement monoclinale, avec un pendage régional de l'ordre de 1,5° en direction du centre du bassin. Ce léger pendage et les quelques accidents géologiques régionaux sont issus des phases tectoniques crétacées et cénozoïques : soulèvement des massifs ouest-européens au Crétacé inférieur, collision entre les plaques ibéro-africaine et ouest-européenne au Cénozoïque.

Le bassin est aussi marqué par une série d'ondulations de faible amplitude et d'axe globalement Est-Ouest, probablement induites par la compression pyrénéenne (synclinal du Luxembourg, anticlinal de Lorraine, synclinal de Savonnières). Des accidents majeurs du socle, hérités de l'orogène hercynien, ont continué à modifier la couverture sédimentaire de l'Est du Bassin parisien : faille de Bray-Vittel, faille de Metz, Faille de Saint Martin-de-Bossenay. D'autres accidents plus récents (Éocène supérieur – Oligocène) sont visibles sur la figure 1.3 : fossé de Gondrecourt, fossé de Joinville (Le Roux, 1980). Avant les phases compressives cénozoïques liées aux orogènes successifs, l'Est du Bassin parisien est marqué au Jurassique supérieur par un régime extensif ONO-ESE puis O-E. Le régime compressif pyrénéen (NNE-SSE puis ENE-OSO) et ensuite alpin (ONO-ESE puis NNO-SSE) qui perdure encore actuellement est connu par les microstructures associées aux jeux de failles (André *et al.*, 2010).

Six coupes datées de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur affleurent et ont été échantillonnées dans des carrières ou en bord de route dans le triangle Toul-Saint Dizier-Chaumont (dans les départements de Meurthe et Moselle, Meuse et Haute-Marne) (figure 1.3.). Ces affleurements se situent géologiquement entre les fossés d'effondrement de Gondrecourt à l'est et de Joinville à l'ouest, le synclinal de Savonnières au nord et la faille de Bray-Vittel au sud.

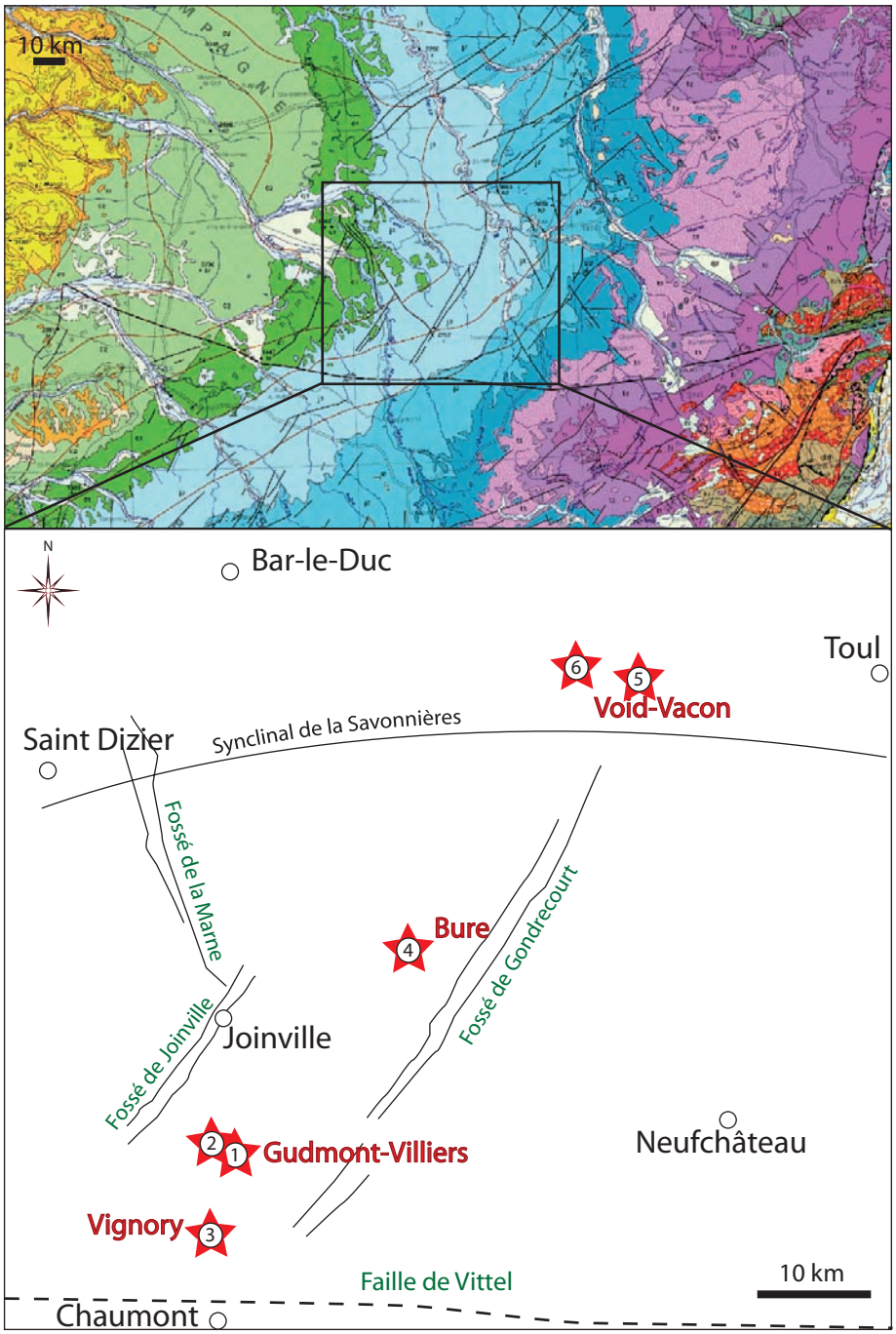


Figure 1.3. Est du bassin de Paris extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000 ; situation géologique et coordonnées des différents affleurements étudiés.

1- Gudmont-Villiers Route Nationale (48°20'05" N - 5°07'48" E)
2- Carrière de Gudmont-Villiers (48°20'40" N - 5°08'57" E)
3- Carrière de Vignory (48°17'19" N - 5°07'04" E)
4- Bure (48°29'06" N - 5°51'25" E)
5- Carrière de Void-Vacon (Eurovia) (48°40'00" N - 5°37'50" E)
6- Carrière de Void-Vacon (Chardot) (48°41'07" N - 5°32'46" E)

I.2.1.2 Le Sud du bassin de Paris (Fig. 1.4)

Les affleurements du Sud du Bassin parisien se concentrent sur une zone correspondant au territoire du Berry (départements du Cher et de l'Indre). Les strates jurassiques présentent également une structure monoclinale et le pendage régional légèrement plus élevé qu'à l'est (de 2 à 4°), mais toujours en direction du centre du bassin, c'est-à-dire vers le Nord et est issu des mêmes phases tectoniques que l'Est du bassin de Paris. La structuration de la région est marquée par la faille de Sancerre, qui borde le bloc bourguignon, l'accident de Saint-Genou ou de Châteauroux à l'ouest, le Massif Central au sud. Les dépôts crétacés et cénozoïques de Sologne recouvrent le Jurassique vers le Nord.

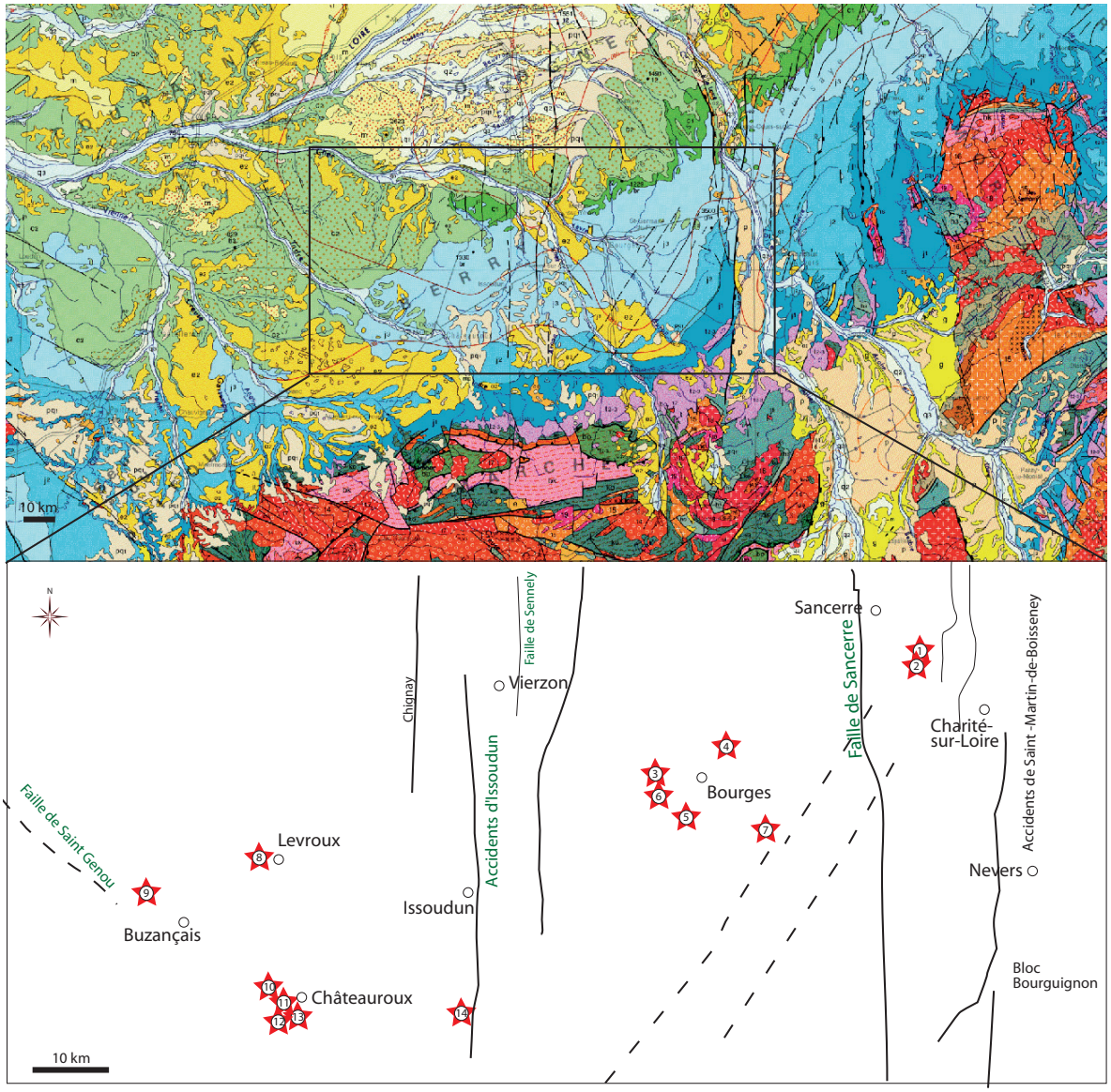


Figure 1.4. Sud du bassin de Paris extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000 ; situation géologique et coordonnées des différents affleurements étudiés.

1- Carrière du Bois Jouanin (47°13'34"N-2°42'07"E)
2- Route de Villepéant (47°13'10"N-2°41'72 "E)
3- Saint Doulchard (47°05'50"N-2°20'27"E)
4- Carrière de la Madelaine (47°03'18"N-2°12'44"E)
5- Château Les Breux (47°02'17"N-2°13'03"E)
6- Carrières du Subdray (47°01'61"N-2°16'43"E)
7- Carrière de Plaimpied-Givaudins (47°00'25"N-2°24'21"E)
8- Lieu-dit Bel Air - L'Irlandaise (46°58'42"N-1°35'40"E)
9- Saint-Genou (46°54'55"N-1°20'33"E)
10- Carrière Feray (46°50'00"N-1°37'62"E)
11- Carrière de Villedieu (46°48'50"N-1°31'20"E)
12- Ancien Four à chaux de Von et Saint Maur (46°47' 41"N-1°38'14"E)
13- Usine Groupe MEAC Anciens Fours à chaux de Von (46°47'55"N-1°38'40"E)
14- Carrière de Mâron (46°47'53"N-1°52'44"E)

D'un point de vue géodynamique, des sous-blocs de socle effondrés au début du Mésozoïque contrôlent la sédimentation. De la même manière que pour l'Est du Bassin parisien, les phases de déformations distensives et compressives cénozoïques ont continué à faire jouer les failles déjà présentes (il s'agit souvent de décrochements).

Treize affleurements de bord de route, champs, labours ou en carrière ont fait l'objet d'un levé de coupe et d'un échantillonnage.

I.2.2. L'affleurement de l'Ile de Skye (Écosse)

Le troisième domaine d'étude se situe en Écosse, au nord de l'Ile de Skye, à proximité de la baie de Staffin et de la localité éponyme, dans le hameau de Flodigarry (Fig. 1.5). L'affleurement est bien décrit par Sykes et Callomon (1979) et complété par Morton et Hudson (1995), Hesketh et Underhill (2002) et Matyja *et al.*, (2006). Il s'agit d'un affleurement horizontal en bordure du littoral sous la zone de balancement des marées et donc accessible uniquement à marée basse. Les strates ayant subi une tectonique intense sont verticales et font apparaître la succession Oxfordien/Kimméridgien sous forme de niveaux marneux traversés par des niveaux plus carbonatés qui permettent de se repérer. L'affleurement est également traversé par de petites failles dont le jeu rend le suivi des bancs difficile. La série jurassique est recouverte en partie par des blocs de dolérite cénozoïques émoussés. L'ensemble étant sous l'influence continue des eaux marines est colonisé par un grand nombre d'algues brunes et vertes, rendant le terrain glissant (Fig.1.6).

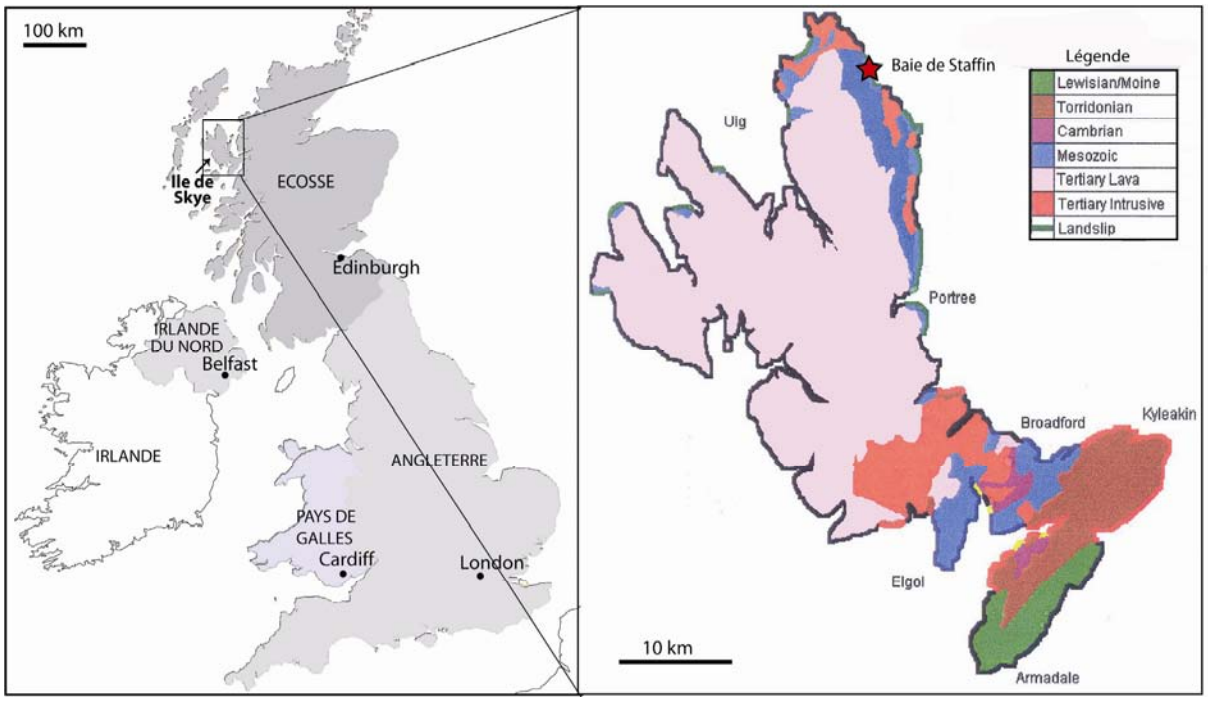


Figure 1.5. Situation géographique de l'Ile de Skye (Ecosse) et carte géologique de l'île modifiée de Yoxon (2000). L'étoile rouge correspond à la situation de l'affleurement de la baie de Staffin étudié (Flodigarry).

Figure 1.6. Affleurement du Membre de Flodigarry (au nord de Isle de Skye). Chaque personnage (de gauche à droite V. Huault, B. Lathuilière et M. Gretz) se trouve sur un niveau repère (cf. chapitre V).

Les Iles Hébrides dont fait partie l'Ile de Skye sont situées au sein d'un fossé lié à l'ouverture de l'Atlantique (fin Trias et au Jurassique). Cette ouverture a entrainé la formation d'un relief de blocs basculés dans lesquels se sont déposés les sédiments argileux du Jurassique supérieur. Les informations et les références concernant la géographie et la géologie de l'affleurement étudié sont incluses dans l'article qui correspond au chapitre V de la thèse.

I. 3. CADRE GEODYNAMIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

I.3.1. Cadre géodynamique global

La fin du Jurassique marque une période d'accélération de la fragmentation de la Pangée. La ride atlantique centrale rejoint la ride téthysienne. L'océan ligure stoppe son extension (Golonka, 2004). Les eaux téthysiennes sont vraisemblablement en communication avec le Pacifique au niveau du seuil des Caraïbes. Une circulation latitudinale des eaux océaniques s'installe du Mexique au Tibet. L'Est de l'Europe et la Russie sont en légère subsidence (Cecca in Dercourt *et al.*, 1993). La première étape du cycle «déflation - rifting» du dôme de la Mer du Nord, entamée au Callovien, se poursuit au Kimméridgien. Ce bombement alimente les plates-formes terrigènes septentrionales et les aires océaniques alentour (Graversen, 2006). L'Europe est recouverte à l'Ouest par des mers peu profondes dont le maximum d'extension sera atteint à la fin du Kimméridgien.

La géodynamique globale peut également être perçue à travers l'étude des isotopes du strontium. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est un rapport du ^{87}Sr d'origine mantellique (émis par l'hydrothermalisme sous-marin) et du ^{86}Sr crustal (provenant de l'altération continentale). L'intervalle Callovien/Kimméridgien est marqué une anomalie en strontium (Jones *et al.*, 1994). Les très faibles valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$

(0.7068) par rapport aux restes du Jurassique sont dûes soit à un apport très important de matière mantellique au sein de l'activité hydrothermale des rifts médio-océaniques (Jones et Jenkyns, 2001) ou à un faible taux d'érosion global qui a fait diminuer les apports de strontium radiogeniques par érosion vers les océans (Cohen, 2004).

I.3.2. Paléogéographie

Les océans Téthys, Arctique et Atlantique Central bordent les plates-formes carbonatées peu profondes ouest-européennes. La carte paléogéographique du Kimméridgien inférieur (Fig. 1.7) montre l'étendue des mers épicontinentales de part et d'autre du parallèle 30°N reconstitué. Peu de massifs hérités de l'orogenèse hercynienne sont émergés mais ils jouent un rôle majeur dans la compréhension des apports terrigènes. Les Massifs Central, Armoricain et Londres-Brabant sont les massifs les plus proches qui bordent respectivement au sud à l'ouest et au nord-nord est, le bassin de Paris. Les eaux des mers peu profondes communiquent grâce à des couloirs marins entre les massifs :

- au sud, au-delà des plates-formes jurassienne et bourguignonne, vers le bassin Vocontien/Dauphinois et la Téthys
- à l'ouest, vers le Golfe de Gascogne et l'Atlantique Central
- au nord, vers la mer du Nord et l'Océan Arctique.

La source de matériel détritique la plus proche du secteur d'étude de l'Est du bassin de Paris est le Massif Londres-Brabant, à moins de 100 km au nord (Cecca *et al.*, 1993, Olivier *et al.*, 2004). Les autres massifs cristallins apportent peu de matériel détritique. Le secteur sud du bassin de Paris se situe quant à lui plus près des Massifs Central et Armoricain. Dans les deux cas, la sédimentation est dominée par la biominéralisation et la précipitation des carbonates durant l'intervalle Oxfordien/Kimméridgien.

Au Kimméridgien inférieur, la Lorraine et la Champagne se situent à une latitude comprise entre 27 et 28 °N pour Dercourt, Ricou et Vrielynck (1993) qui se basent sur les grilles paléolatitudinales de Besse et Courtillot (1991). Elles se situent entre 31 et 34°N pour Smith *et al.*, (1981). Ces deux estimations donnent une moyenne latitudinale d'environ 30°N, restant donc dans les valeurs des domaines tropicaux. Cela dit, en termes de paléoécologie, une telle différence de valeurs (allant jusqu'à 7°) peut avoir des conséquences non négligeables sur les communautés sténothermes comme celles des coraux.

Le Berry est localisé entre 26 et 27°N pour Dercourt *et al.* (1993) et entre 30 et 33°N pour Smith *et al.*, (1981).

L'Ile de Skye (Écosse) se situe entre 37 et 38° (Dercourt *et al.*, 2004) de latitude Nord et est entourée du Massif Écossais, de la plate-forme des Hébrides et du Massif Irlandais. Les détails de géologie et paléogéographie régionale seront abordés au chapitre V.

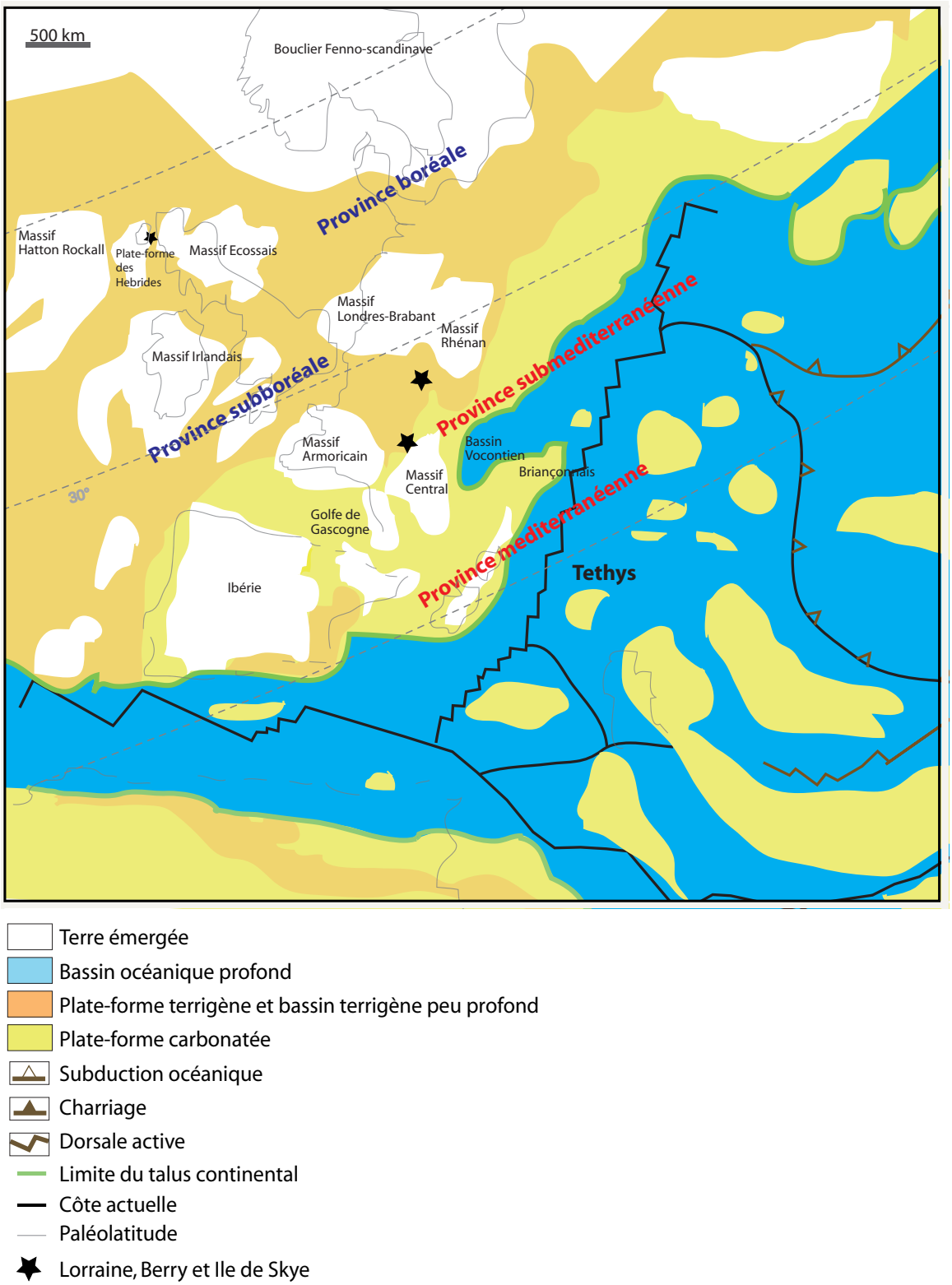


Figure 1.7. Carte paléogéographique de l'Europe de l'Ouest au Kimméridgien inférieur. Simplifié de Cecca *in* Dercourt *et al.* (1993) et Thierry *in* Dercourt *et al.* (2000).

I.3.3. Paléobiogéographie

Il a été dit un peu plus haut que les affleurements étudiés se situent dans différentes aires paléobiogéographiques. Une unité biogéographique ou biochore, est un concept qui dépend de la répartition des organismes dans une aire géographique et des barrières qui confinent cette distribution. L'unité ou l'aire paléobiogéographique tient compte également dans sa définition de la composante historique (ou temporelle). La classification des aires et le vocabulaire adopté par Cecca (2002 ; Cecca et Westermann, 2003) est respecté ici. On parlera des **royaumes** (*realm*) boréal et téthysien qui peuvent optionnellement englober des sous-royaumes (*subrealm*). Le royaume boréal est composé des **provinces** boréale et subboréale, elles-mêmes étant éventuellement constituées de sous-provinces (*subprovince*). De la même manière, le royaume téthysien est composé des provinces méditerranéenne et subméditerranéenne. Le terme **domaine** reste un terme assez générique utilisé dans ce mémoire au sens de royaume.

I. 4. CONTEXTE CLIMATIQUE ET CADRE SEQUENTIEL

I.4.1. Climat

I.4.1.1 Historique

De nombreux travaux montrent des changements importants des paléoclimats au Jurassique supérieur et il est désormais trop limitant de concevoir le Mésozoïque uniquement comme une ère chaude (« greenhouse age ») et stable (e.g. Frake, 1992 ; Dromart, 2003a ; Bartolini *et al.*, 2003). Sans aller jusqu'à envisager l'existence de véritables calottes polaires, Price (1999) identifie plusieurs '**cold snaps**', notamment durant l'intervalle Bajocien/Bathonien et durant l'intervalle Tithonien-Volgien, au travers d'arguments sédimentologiques (glendonites et dropstones-tillites) et d'une synthèse de données isotopiques et paléontologiques. Dans leurs travaux de modélisation, Valdes et Sellwood (1992), Sellwood et Valdes (2006, 2008 ; Sellwood *et al.*, 2000) indiquent un climat plus **aride** qu'aujourd'hui durant le Jurassique supérieur (précipitations entre 2 et 4 mm/jour pour le Bassin parisien) mais également la présence d'importantes périodes froides. L'augmentation de l'aridité au Mésozoïque est également observée à partir d'éléments palynologiques (Abbink *et al.*, 2001). Les recherches isotopiques et l'étude des nannofossiles de Bartolini *et al.*, (2003) vont dans le sens d'un climat chaud et d'une aridité croissante durant l'intervalle Bimammatum-Planula. L'Ouest de l'Europe serait marqué par de **forts contrastes saisonniers** durant le Jurassique supérieur (analyse et modélisation de la végétation dans Rees *et al.*, 2000 et Sellwood et Valdes, 2008). Gröcke *et al*. (2003) associe ce climat semi-aride parsemé de phases plus froides au développement variable d'une couche/calotte de neige/glace dans l'hémisphère sud au niveau de l'Antarctique déjà évoqué par Sellwood et Valdes (2000 puis 2008) durant l'intervalle Oxfordien-Tithonien moyen. Dromart *et al.* (2003a, b) synthétisent des données paléontologiques (migrations des ammonites) et isotopiques ($\delta^{18}O$) et identifient un refroidissement à la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur allant

également jusqu'à la formation d'une calotte, associée à la diminution drastique du niveau marin global à cette période. Cecca *et al.* (2005) vont dans le sens de cette hypothèse en observant le déplacement des faunes (coraux et ammonites) vers le sud.

I.4.1.2 Les mécanismes globaux

La teneur en CO_2 dans l'atmosphère joue un rôle majeur dans les variations climatiques. Il est admis que la pCO_2 du Jurassique supérieur était de l'ordre de 4 à 10 fois supérieure à l'actuelle (teneur en 2000 = 315 ppm). Cet ordre de grandeur a été obtenu grâce à des simulations (Moore *et al.*, 1992 : pCO_2=1120 ppm ; Sellwood et Valdes 2006, Rees *et al.*, 2000). Royer *et al.*, (2004) confrontent les résultats des simulations à différentes données chimiques et fossiles : phytoplancton, paléosols, isotopes du bore, oxygène et carbone, et à des données sur les stomates des plantes C_3 fossiles pour les dépôts post-crétacés. Ces résultats appuient la courbe de modélisation (GEOCARB III par exemple, Berner et Kothavala, 2001). Van Aarsen (2001) émet également l'hypothèse à travers l'analyse de biomarqueurs moléculaires d'une augmentation du CO_2 atmosphérique liée au réchauffement climatique du Jurassique.

La position des continents et la paléogéographie globale étant complètement différentes d'aujourd'hui, les circulations atmosphériques et océaniques étaient également loin de ce que nous connaissons. L'Atlantique central, en s'ouvrant progressivement, met en communication l'océan Pacifique et la Téthys au Jurassique supérieur (Fig. 1.8). Cette configuration paléogéographique dans laquelle s'établit un courant circumterrestre équatorial reste unique dans l'histoire phanérozoïque.

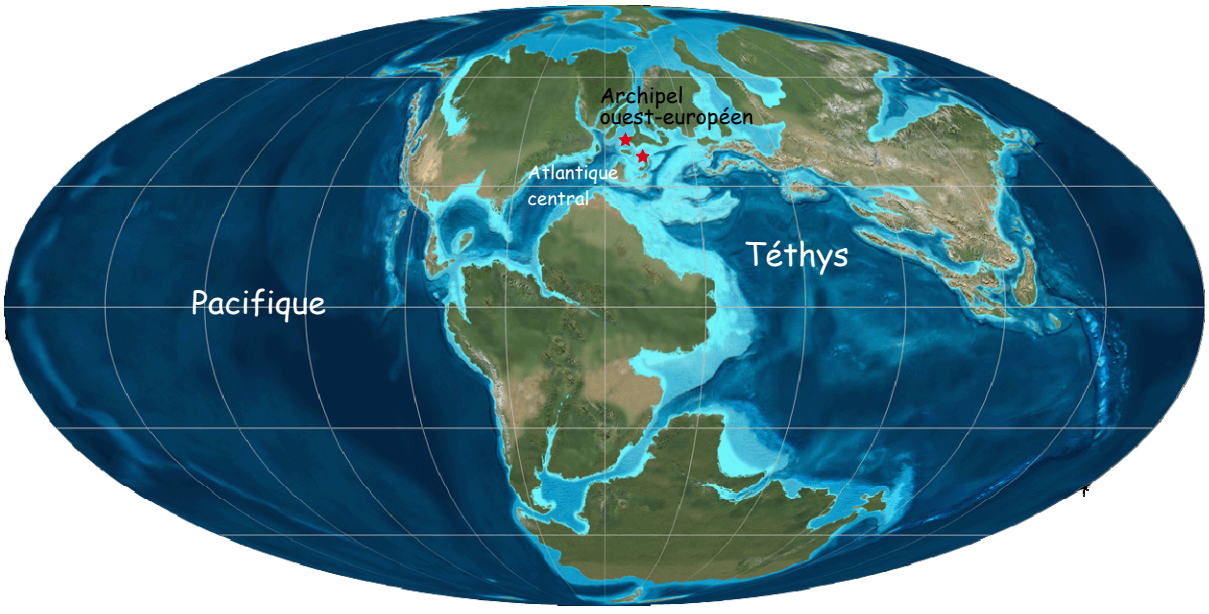


Figure 1.8. Carte paléogéographique mondiale du Jurassique supérieur, modifiée d'après Blakey (2010, http://jan.ucc.nau.edu) et Scotese (1998). Les étoiles rouges représentent les lieux étudiés (Écosse et Bassin parisien)

Cecca *et al.* (2005) confirme à travers la distribution des faciès récifaux en Europe pour l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien les simulations du régime de précipitations de Sellwood *et al.* (2000), c'est-à-dire un régime de précipitations peu abondantes au niveau de la Méditerranée (Téthys)

et un peu plus abondantes en Europe du Nord et Europe centrale. Une telle répartition latitudinale des précipitations influence la composition de l'eau (isotopes du C et de l'O, salinité, éléments terrigènes) et influence donc la vie marine. Pour Leinfelder *et al.* (1994) et Oschmann (1988), les vastes étendues d'argilites pétrolifères du Kimméridgien traduisent des environnements marins peu oxygénés reflétant une réduction des circulations océaniques en Europe du Nord-Ouest.

I.4.1.3 Les spécificités locales

Dans le bassin de Paris, un bref refroidissement est observé à travers un assemblage corallien typique d'environnement plutôt froid et des données isotopiques durant la zone à Bifurcatus de l'Oxfordien (Carpentier *et al.*, 2006). Brigaud *et al.* (2008) proposent localement, à l'Est du bassin de Paris, un **réchauffement** climatique d'environ 7°C durant l'intervalle Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur (entre les zones à **Bimammatum et Cymodoce**) à partir d'une diminution des valeurs isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$). La valeur de ce réchauffement est calée sur l'hypothèse de la fonte des calottes glaciaires du Callovien supérieur-Oxfordien (Dromard *et al.*, 2003a) qui induirait un changement important (au moins 1‰) de la composition isotopique de l'oxygène. Cette hausse de la température est associée à l'augmentation progressive des proportions de kaolinite par rapport à l'ensemble du cortège argileux comprenant des interstratifiés (illite, smectite) et de la chlorite. En revanche, les proportions en kaolinite sont remarquablement faibles dans l'intervalle Platynota/Cymodoce correspondant aux formations des Calcaires à astartes et des Calcaires crayeux de Gudmont qui nous intéressent pour cette thèse. Selon Brigaud (2006) les changements lithologiques (carbonates/terrigènes) sont indépendants de ce réchauffement et il émet l'hypothèse d'un contrôle plutôt lié aux variations eustatiques (de 3ème ordre).

I.4.1.4 Synthèse

La plupart des résultats cités précédemment mènent au diagnostic de changements importants du régime climatique global durant le Jurassique supérieur. On observe un épisode froid durant l'Oxfordien inférieur suivi d'un réchauffement à l'Oxfordien moyen. La zone à Bifurcatus marque un refroidissement à saisons contrastées humides et sèches à l'échelle ouest-téthysienne (Weissert et Mohr, 1996 ; Abbink *et al.*, 2001 ; Bartolini *et al.*, 2003 ; Martin-Garin, 2005 ; Brigaud, 2006). Un nouveau réchauffement pendant l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur est observé par Bartolini *et al.*(2003). L'Est du Bassin parisien s'inscrit dans ce schéma global et est marqué par un réchauffement climatique durant l'intervalle Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur (entre les zones à Bimammatum et Cymodoce) d'après Brigaud *et al.* (2008). Les travaux sur les paléoenvironnements de Bure introduisent également des changements locaux à l'échelle de la formation sédimentaire (Lathuilière *et al.*, 2006). Les faibles valeurs du $\delta^{18}O$ des coquilles prélevées dans les puits de l'ANDRA (Bure, 55) qui impliquent des températures tropicales élevées (entre 18 et 25°C) encadrent une augmentation du $\delta^{18}O$ dans la formation des Calcaires à astartes qui révèle soit une baisse de la température soit des conditions d'hypersalinité (détaillé dans le chapitre III).

I.4.2. Cadre séquentiel et sédimentologique

D'un point de vue séquentiel, le niveau marin relatif global ne cesse d'augmenter du Bathonien au Kimméridgien supérieur (Haq *et al.*, 1987) (Fig. 1.9). Le cycle régression-transgression de 2nd ordre de Jacquin *et al.* (1998) (R8 et T9 du cycle de la Mer du Nord) débute à l'Oxfordien inférieur. Après un maximum régressif à l'Oxfordien supérieur, le maximum transgressif est atteint au Kimméridgien supérieur. Au sein du Bassin parisien, Guillocheau *et al.* (2000) observent ce même maximum transgressif au Kimméridgien supérieur, qui correspondrait aux dépôts de la Formation des *Marnes à exogyres supérieures* (zone à Autissiodorensis) à l'est et au sommet des *Marnes de Saint-Doulchard* au sud (Hantzpergue, 1985). Le maximum régressif précédent se situe selon ces derniers autour de la limite Oxfordien-Kimméridgien. Le niveau marin global est relativement haut, mais le patchwork ouest-européen de plates-formes carbonatées reste à des profondeurs très faibles (quelques mètres à dizaines de mètres). Des cycles de plus hautes fréquences (3ème ou 4ème ordres) ont été identifiés au sein de la plate-forme Lorraine-Champagne, par Carpentier dans sa thèse (2004) et dans les publications ultérieures (Carpentier *et al.*, 2004, 2006, 2007). Ces cycles sont utilisés dans ce travail. Gély et Lorenz (2009) décrivent l'enchaînement des séquences de dépôts au Sud du Bassin parisien à l'échelle de la zone à ammonites, mais une étude à haute résolution reste à faire. De tels cycles à haute résolution, caractérisés en Suisse, ont été proposés comme guide de corrélation entre les royaumes téthysien et boréal (Jank *et al.*, 2006 ; Strasser, 2007).

D'un point de vue sédimentologique, le Bassin parisien est caractérisé à l'Oxfordien moyen par une plate-forme carbonatée progradant plutôt du nord vers le sud. Puis à l'Oxfordien supérieur, la sédimentation carbonatée s'intensifie et le bassin de Paris se comble progressivement. La subsidence s'accélère, mais l'espace disponible diminue, voire disparaît (Robin *et al.*, 2000) : les indices d'arrêt de sédimentation ou de dépôts sous très faible bathymétrie sont nombreux dans le Kimméridgien basal. Viennent alors des marnes et argiles datées du Kimméridgien inférieur et supérieur renfermant quelques bancs de calcaires à lumachelles. Debrand-Passard (*in* Mégnien et Mégnien, 1980) considère la série du Jurassique supérieur du Berry comme révélatrice d'un domaine de bassin, progressivement comblé, en contraste avec le domaine de plate-forme Niverno-Icaunaise (départements de la Nièvre et de l'Yonne).

Vincent (2001) explique l'étouffement progressif de la plate-forme carbonatée oxfordienne par l'épandage par à-coups de matériel détritique sur la partie nord de la plate-forme ('Marnes à huîtres' des Ardennes), provenant des massifs émergés plus au nord (Londres-Brabant, Ardennes). Les sédiments terrigènes n'atteignent pas le sud de la plate-forme et la production de carbonates n'est pas interrompue.

I. 5. CADRE STRATIGRAPHIQUE

Le point sur les travaux anciens en stratigraphie du bassin de Paris en France a été fait dans la Synthèse du bassin de Paris (Mégnien et Mégnien 1980). La figure 1.10 montrent le résultat de cette synthèse autour de la limite Oxfordien / Kimméridgien (=O/K).

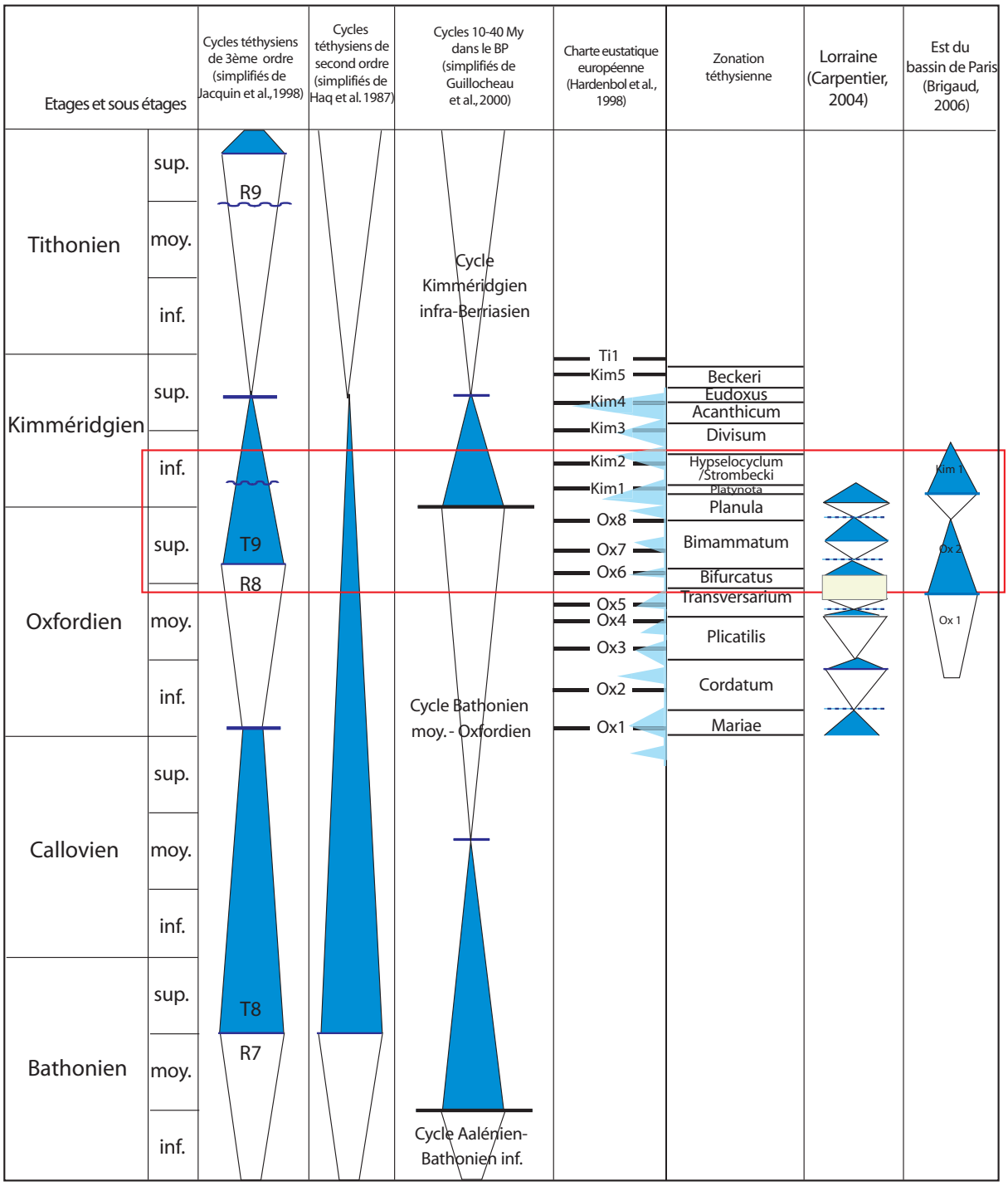


Figure 1.9. Synthèse des cycles séquentiels de grandes et moyennes échelles parus concernant le bassin de Paris et interprétations des cycles de dépôts locaux de plus basse fréquence (Carpentier, 2004 et Brigaud, 2006). Le cadre rouge délimite l'intervalle temporel étudié.

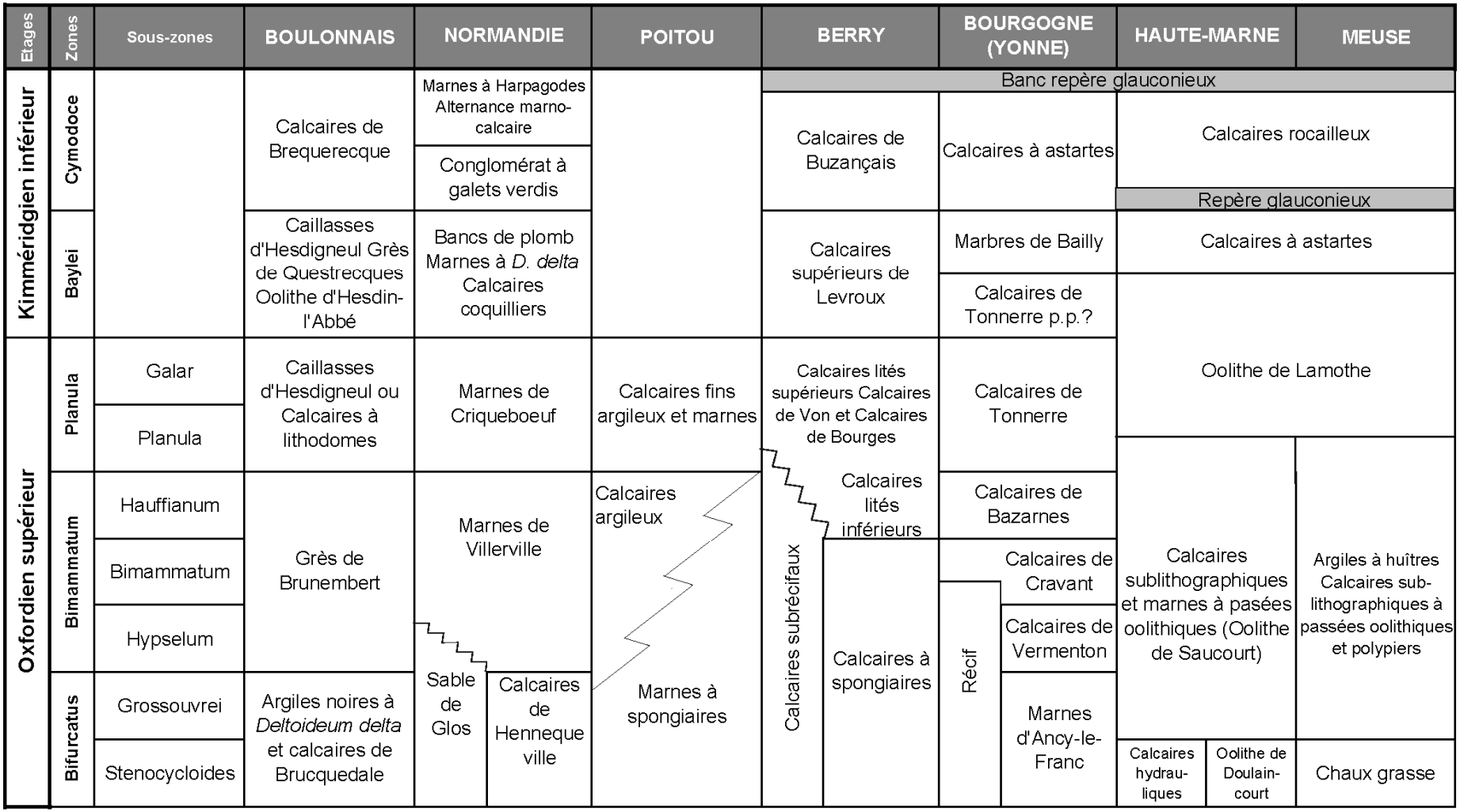


Figure 1.10. Schéma des principaux faciès ou formations de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur autour du bassin de Paris. Repris de Mégnien et Mégnien (1980).

I.5.1. Lithostratigraphie de l'Est et du Sud du Bassin parisien

Un point sur la synonymie et le découpage lithostratigraphique de l'Oxfordien à l'Est du Bassin parisien a déjà été fait récemment par Carpentier dans sa thèse (2004). Il propose plusieurs nouveaux noms de formation dans le découpage des dépôts oxfordiens. Ce sont ces dénominations qui seront utilisées ici même si elles n'ont pas encore fait l'objet d'une diagnose formelle (exemple pour les Calcaires crayeux de Gudmont) (Fig. 1.11). Les synonymies des formations kimméridgiennes sont disponibles dans la synthèse du Bassin parisien.

Age	Appellations des formations de la plate-forme Lorraine/Champagne utilisées dans cette étude	Appellations de Debrand-Passard et al. dans Mégnien & Mégnien (1980)
KIMMERIDGIEN	Marnes à exogyres inférieures	Marnes inférieures
	Glauconie	Glauconie
	Calcaires rocailleux à Ptérocères	Calcaires rocailleux
	Glauconie	Glauconie
	Calcaires à Astarte	Calcaires à astartes ('partie supérieure') ou Séquanien supérieur
	Calcaires crayeux de Gudmont	
	Oolithe de Lamothe	Oolithe de Lamothe
OXFORDIEN	Calcaires à Serpules de Gudmont	Calcaire sublithographique et marnes avec bancs oolithiques (Oolithe de Saucourt) ou Marnes à huîtres
	Oolithe de Saucourt	

Figure 1.11. Anciennes et nouvelles appellations du découpage lithostratigraphique à la limite Oxfordien / Kimméridgien en Lorraine et en Champagne-Ardennes. Les ammonites rouges symbolisent les marqueurs stratigraphiques trouvés dans les formations concernées.

Pour le Sud du bassin de Paris, les formations sont très bien décrites dans la thèse Debrand-Passard (1982). La figure 1.12 reprend l'essentiel des données lithostratigraphiques. Les ammonites et brachiopodes indiquent sur la figure les marqueurs biostratigraphiques identifiés (cf ci-dessous).

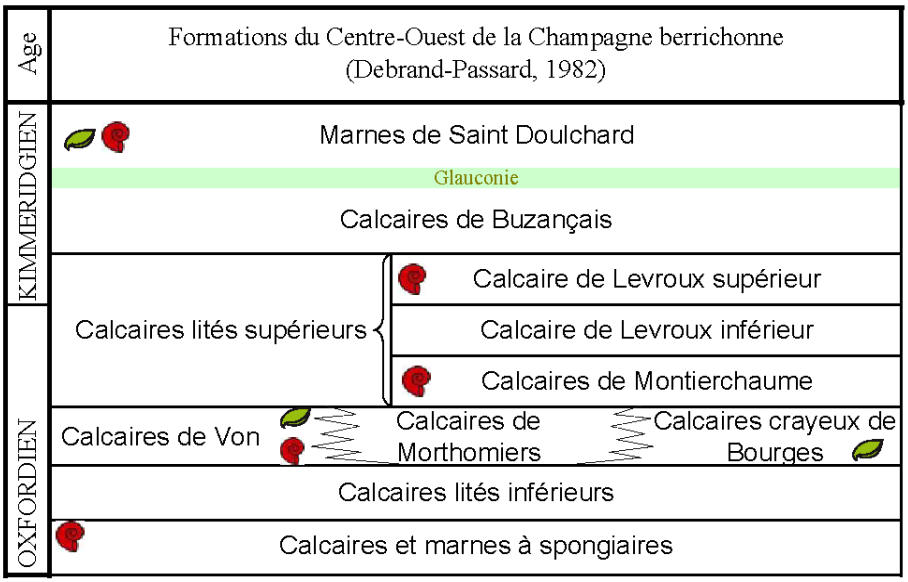


Figure 1.12. Découpage lithostratigraphique à la limite O/K dans le Berry (départements du Cher et de l'Indre). Les ammonites et brachiopodes colorés symbolisent les marqueurs stratigraphiques trouvés dans les formations concernées.

I.5.2. Biostratigraphie

L'introduction du chapitre (paragraphe I.1) donne un aperçu de l'histoire complexe du placement de la limite entre les étages Oxfordien et Kimméridgien. La base du stratotype historique du Kimméridgien utilisée traditionnellement se situe sur l'affleurement de la Baie de Ringstead dans le Dorset (Angleterre) (Cox et Slumber 1994), dans le domaine sub-boréal. Salfeld (1913) y définit la base de l'étage par le passage des ammonites du genre *Ringsteadia* au genre *Pictonia*. La série présente une alternance de bancs fossilifères et non fossilifères et les séries terminales de l'Oxfordien indiquant un environnement peu profond, sont malheureusement lacunaires.

Aucun consensus ne s'est dégagé pour le moment sur la définition d'un GSSP (Global Stratotype Section and Point) pour la limite Oxfordien/Kimméridgien, et ce principalement en raison de la spécificité des données biostratigraphiques. Le stratotype historique (ou holostratotype) n'est pas un bon candidat à cause de son caractère lacunaire. De plus, les affleurements en bord de plage font désormais partie d'un plan de protection côtier qui en limiterait l'accès. En conséquence, cet affleurement ne peut que difficilement prétendre au rang de stratotype de limite entre les étages Oxfordien et Kimméridgien puisque ses caractéristiques ne respectent pas les conditions établies par la Commission Internationale de Stratigraphie (Remane *et al.*, 1996).

Actuellement, le groupe de travail responsable de la limite Oxfordien/Kimméridgien de l'International Subcommission on Jurassic Stratigraphy (ISJS), sous la direction de A. Wierzbowski, propose un éventuel stratotype de limite en Écosse (Matyja *et al.*, 2006 ; Wierzbowski, 2005, 2006), sur l'Ile de Skye. Les provinces boréale et subboréale sont parfaitement corrélées grâce aux faunes d'*Amoeboceras* (Sykes et Callomon, 1979 ; Wierzbowski, 2004 ; Matyja *et al.*, 2006). Dans la province subboréale la limite Oxfordien/Kimméridgien est désormais indiquée par Wierzbowski *et al.*

(2006) à la base de la zone à Baylei (*Pictonia baylei*), zone entièrement intégrée eu Kimméridgien (notamment Wierzbowski et Smelror, 1993 ; Matyja *et al.*, 2006). La base de la zone à Baylei correspond à la base de la zone à Bauhini (*Amoeboceras bauhini*) dans la province boréale. Pour la province subméditerranéenne, la base du Kimméridgien est traditionnellement placée au sommet de la zone à Planula -, sous-zone à Galar, c'est-à-dire à la base de la zone à Platynota (*Sutneria platynota*). La figure 1.12 indique néanmoins trois autres propositions de corrélation avec la base de la zone à Baylei et donc de placement de la limite. La dernière publication à l'heure de l'écriture de ce manuscrit traitant du potentiel stratotype de limite sur l'Ile de Skye (Przybylski *et al.*, 2010) tente des corrélations magnétostratigraphiques entre les provinces subboréale et subméditerranéenne. Ces données corroborent les données paléontologiques qui placent l'équivalent de la limite du domaine boréal au sein de la zone téthysienne à Bimammatum.

Le Groupe Français d'Etudes du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997) a publié une synthèse biostratigraphique remarquable sur le Jurassique Ouest-européen incluant des échelles parallèles fondées sur divers organismes. Un schéma avec les différentes options quant à la position de la limite Oxfordien/Kimméridgien y est déjà proposé. Il est actualisé et amélioré dans la figure 1.13 ci-dessous.

Dans l'Est du bassin de Paris, les indices biostratigraphiques sont rares : la dernière ammonite oxfordienne trouvée dans la formation de l'*Oolithe de Saucourt* à Pagny-sur-Meuse indique la zone à Bimammatum (*Orthosphinctes (Lithacosphinctes) decipiens-dewari* identifiée par R. Enay dans Olivier, *et al.*, 2004). L'ammonite suivante stratigraphiquement se situe dans la zone à Cymodoce et a été identifiée dans la formation des *Calcaires rocailleux à Ptérocères* (Hantzpergue, 1985 ; par exemple *Rasenia pseudoeumela* sous-zone à Chatelaillonensis dans Lathuilière *et al.*, 2006).
Le débat stratigraphique est principalement enrichi par les ammonitologues (Cariou et Hantzpergue, 1997 ; Callomon, 2004), mais étant donné la quasi absence d'ammonites dans l'Est du bassin de Paris il paraît indispensable d'explorer le potentiel stratigraphique d'autres marqueurs (autres groupes fossiles, géochimiques…).

Le cadre biostratigraphique du Berry est un peu plus abouti grâce à la présence d'ammonites. Dans le Sud du bassin de Paris, brachiopodes et ammonites indiquent la zone à Bimammatum dans les *Calcaires de Von*, une faune à *Idoceras* pourrait être interprétée comme appartenant à la zone à Planula au sommet des *Calcaires de Von*. Les brachiopodes des *Calcaires crayeux de Bourges* indiqueraient la tranche Hauffianum-Planula. La zone à Baylei se retrouve dans la faune des *Calcaires de Levroux supérieurs* (*Pictonia baylei*) (Debrand-Passard *et al.*, 1978 ; Boullier, 1984 ; Enay et Debrand-Passard, 2005). Ces marqueurs biostratigraphiques sont symbolisés dans la figure 1.12.

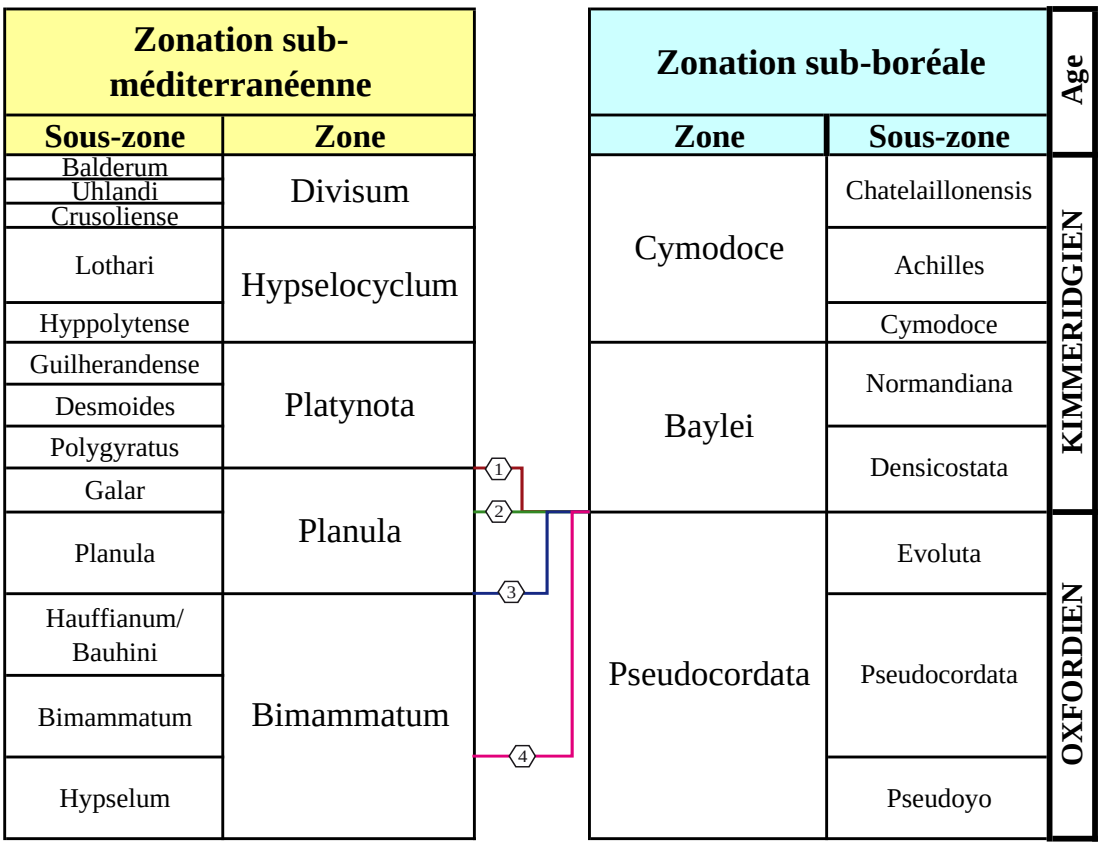


Figure 1.13. Différentes propositions de placement de la limite Oxfordien-Kimméridgien. Les zones utilisées sont celles de Zeiss (2003).
1. Corrélations traditionnellement utilisées (Geyer 1969 ; Cariou et Hantzpergue, 1997)
2. Corrélations selon Birkelund et Callomon (1985) ; Melendez *et al.* (2006).
3. Corrélations selon Atrops *et al.* (1993)
4. Nouvelle proposition de corrélations par Matyja et Wierzbowski (2003) ; Wierzbowski *et al.* (2006) ; Przybylski *et al.* (2010) ; Wright (2010).

I.5.3. Chimiostratigraphie

Des datations absolues ont été calculées au passage Oxfordien/Kimméridgien. Différents outils géochimiques utilisés et résultats obtenus sont cités par ordre chronologique ici. Armstrong (1978) interpole des datations K/Ar et date la limite O/K de 156 Ma. Schweickert *et al*. (1984) étudie une succession de la Sierra Nevada (Californie) et donne un intervalle de 154-158 Ma. Pálfy *et al.* (2000) proposent un âge numérique à partir des rapports U/Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 154,7 Ma+3,8/-3,3 pour la base du Kimméridgien. Selby (2007) date les marnes de l'affleurement de Flodigarry (Ile de Skye, Ecosse) de 154,1 Ma ± 2,2 à travers le rapport rhénium/osmium. L'échelle des temps géologiques remise à jour régulièrement (Ogg, Ogg et Gradstein ; 2008 ; Walker et Geissman, 2009) date la limite O/K de 155,6 Ma en compilant et moyennant les différents datations publiées.

I. 6. HISTOIRE DE LA GEOLOGIE REGIONALE

Le Jurassique, second système de l'èrathème Mésozoïque et aujourd'hui conçu comme s'étendant entre 199,6 et 145,5 Ma d'après Gradstein (2004), doit son nom à A. Brongniart (1829). Le Jurassique supérieur ou Malm (Oppel, 1856) qui débute il y a 161,2 Ma doit son découpage actuel en trois étages aux travaux d'Arkell (1956) et aux colloques de stratigraphie qui ont suivi dans les années 1960 (1962, 1967 à Luxembourg). Depuis les premiers travaux stratigraphiques (Brongniart 1829, puis D'Orbigny 1850), le découpage du Jurassique supérieur a fait appel à des subdivisions relevant de l'étude locale des faciès et des faunes. Par exemple, les variations de faciès de l'Oxfordien supérieur dans toute l'Europe occidentale ont amené les auteurs à nommer localement leurs unités stratigraphiques : Rauracien pour Greppin (1870) dans le Jura, Séquanien pour Marcou (1846, 1848) etc. La figure 1.14 donne les principaux termes stratigraphiques utilisés dans les publications, par auteurs. Les équivalences sont souvent partielles. De par la nature des intervalles nommés et l'utilisation qui en a été faite par les successeurs de ces auteurs, les unités lithostratigraphiques et/ou biostratigraphiques ne peuvent être clairement corrélées les unes par rapport aux autres.

Afin de comprendre l'évolution des idées, des modèles et les avancées géologiques concernant mon intervalle d'étudedans les calcaires de Lorraine et Champagne-Ardenne et en Champagne berrichonne, une recherche bibliographique a permis de retrouver les travaux scientifiques locaux d'auteurs parfois fort renommés, depuis le milieu du XIXème siècle. La liste de ces travaux antérieurs concerne plus particulièrement la paléontologie, la paléoécologie, la stratigraphie et la sédimentologie de l'Oxfordien et/ou du Kimméridgien pour l'Est du bassin de Paris dans un premier temps, et du Sud dans un second.

I.6.1. Est du Bassin parisien

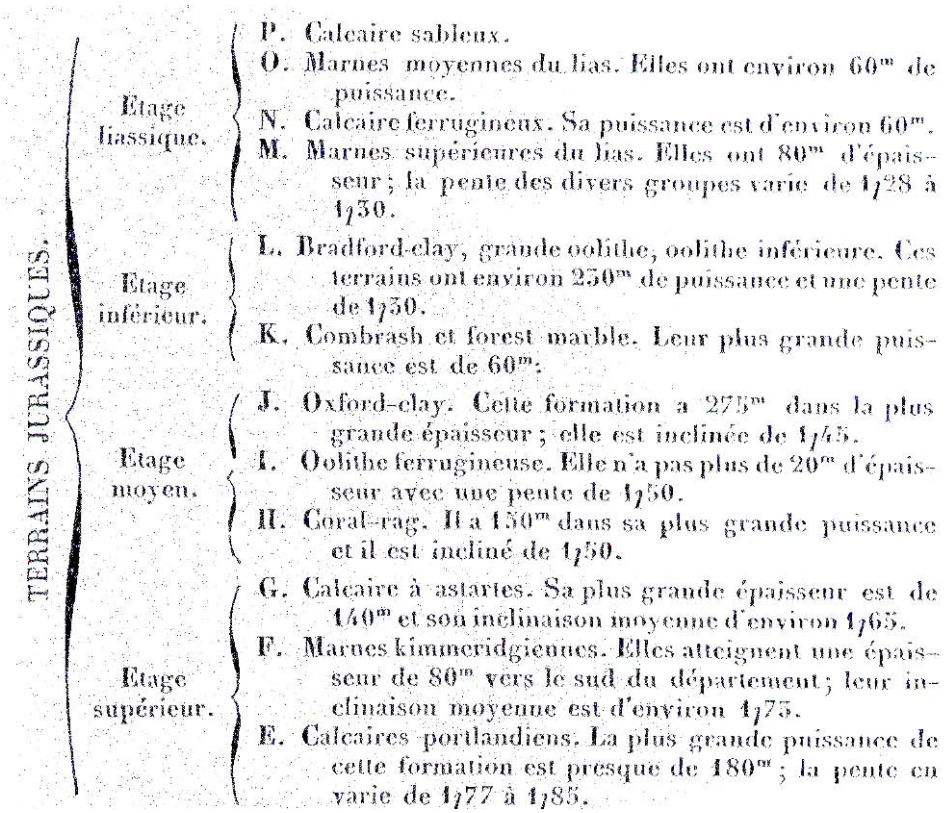
En 1850, dans son Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle, A. d'Orbigny utilise de nombreux fossiles de la partie est du Bassin de Paris. Il les distribue selon les étages Oxfordien, Corallien et Kimméridgien.

A. Buvignier (1852) fournit un premier cadre lithostratigraphique pour le département de la Meuse à partir de 8 coupes. Il fournit également une impressionnante liste illustrée de fossiles correspondant aux unités lithostratigraphiques définies (Fig. 1.15).

E. Royer publie plusieurs articles sur les « assises oxfordiennes et coralliennes » de Haute-Marne dans le Bulletin de la SGF et établit la première carte géologique du même département (1857, avec J. Barotte).

J. Wohlgemuth (1881-1882) présente sa thèse sur le Jurassique moyen à l'Est du bassin de Paris à Nancy en 1882. On lui doit de nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique supérieur de l'époque, notamment la définition des limites inférieures et supérieures du Corallien dans le Sud de la Haute-Marne ainsi que le placement du passage du faciès argovien au faciès oxfordien.

G. Couroy (1927) propose dans sa note du Bullestin de la SGF un tableau des corrélations des unités lithostratigraphiques de l'Est du bassin de Paris.


TERRAINS JURASSIQUES.

Etage liassique.

P. Calcaire sableux.

O. Marnes moyennes du lias. Elles ont environ 60m de puissance.

N. Calcaire ferrugineux. Sa puissance est d'environ 60m.

M. Marnes supérieures du lias. Elles ont 80m d'épaisseur ; la pente des divers groupes varie de 1/28 à 1/30.

Etage inférieur.

L. Bradford-clay, grande oolithe, oolithe inférieure. Ces terrains ont environ 250m de puissance et une pente de 1/30.

K. Combrash et forest marble. Leur plus grande puissance est de 60m.

Etage moyen.

J. Oxford-clay. Cette formation a 275m dans la plus grande épaisseur ; elle est inclinée de 1/45.

I. Oolithe ferrugineuse. Elle n'a pas plus de 20m d'épaisseur avec une pente de 1/50.

H. Coral-rag. Il a 150m dans sa plus grande puissance et il est incliné de 1/50.

Etage supérieur.

G. Calcaire à astartes. Sa plus grande épaisseur est de 140m et son inclinaison moyenne d'environ 1/65.

F. Marnes kimmeridgiennes. Elles atteignent une épaisseur de 80m vers le sud du département ; leur inclinaison moyenne est d'environ 1/75.

E. Calcaires portlandiens. La plus grande puissance de cette formation est presque de 180m ; la pente en varie de 1/77 à 1/85.

Figure 1.15. Extrait des « Statistique géologique, minéralogique , minérallurgique et paléontologique du département de la Meuse » (1852).

A. Durand (1932) reprend le « synchronisme des horizons jurassiques de l'Est du bassin de Paris » proposé par G. Corroy et les travaux précédents et apporte des descriptions paléontologiques plus particulièrement sur la faune de l'étage Kimméridgien (Ptérocérien, Virgulien). Il tente alors une intéressante reconstitution des conditions bathymétriques de la mer kimméridgienne. La faune kimméridgienne correspond selon lui et l'avis de M. L. Cuénot à une faune de profondeur dépassant certainement 20 à 30 m et pouvant aller jusqu'à 100 et 120 mètres.

C. Dechaseaux (1932, 1936a et b, 1938) produit plusieurs notes descriptives sur l'Oxfordien supérieur et les lamellibranches (notamment Limidés, Pinnidés et Pectinidés) de l'Est du bassin de Paris. Elle tente des études paléoécologiques sur les bivalves des séries jurassiques.

V. Stchepinsky (1951, 1954) écrit sur l'histoire géologique de la Haute-Marne. Il montre que l'Argovien se présente sous deux faciès : un faciès marneux à l'ouest et un faciès corallien oolithique à l'est de la Marne (la rivière). Il a effectué entre 1961 et 1962 les explorations et tracés géologiques de cartes au 1/50 000 de Haute-Marne (exemple : Doulevant le Château).

H. Contaut publie en 1951 dans le bulletin de l'Académie Lorraine des Sciences 'Le Séquanien dans la région de Vaucouleurs'. Il décrit le Séquanien inférieur comme « un calcaire à astartes gris, oolithique avec *Astarte supracorallina* d'Orbigny et *Astarte minima* Goldfus (…) ». Le Séquanien supérieur est un « calcaire à polypiers correspondant à l'oolithe à *Diceras* de La Mothe surmonté d'un calcaire lithographique gris clair à grain très fin ». Le Ptérocérien ou (Kimeridgien inférieur) décrit comme « un calcaire un peu crayeux, grisâtre, renfermant *Harpagodes oceani* Brongn. (…) ».

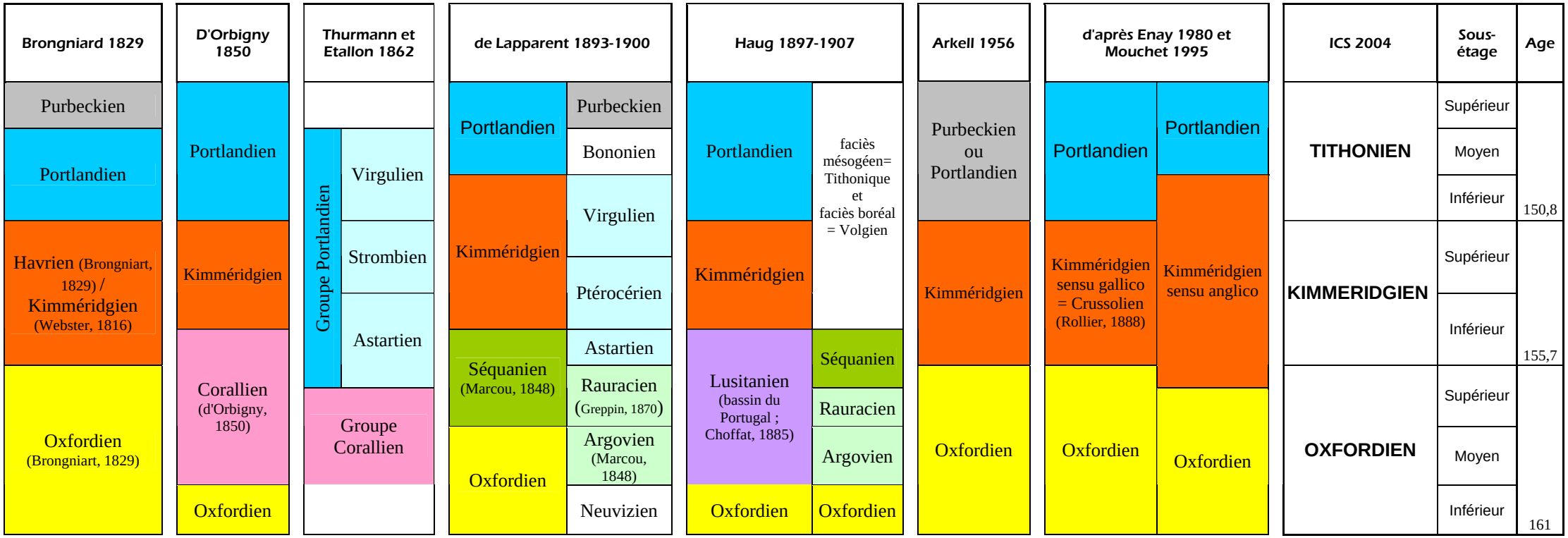


Figure 1.14. Découpage stratigraphique du Jurassique supérieur : découpage actuel et âges à ± 4 Ma (Gradstein, 2004) et exemples d'unités stratigraphiques historiques basées sur l'étude des faciès pour le même intervalle.

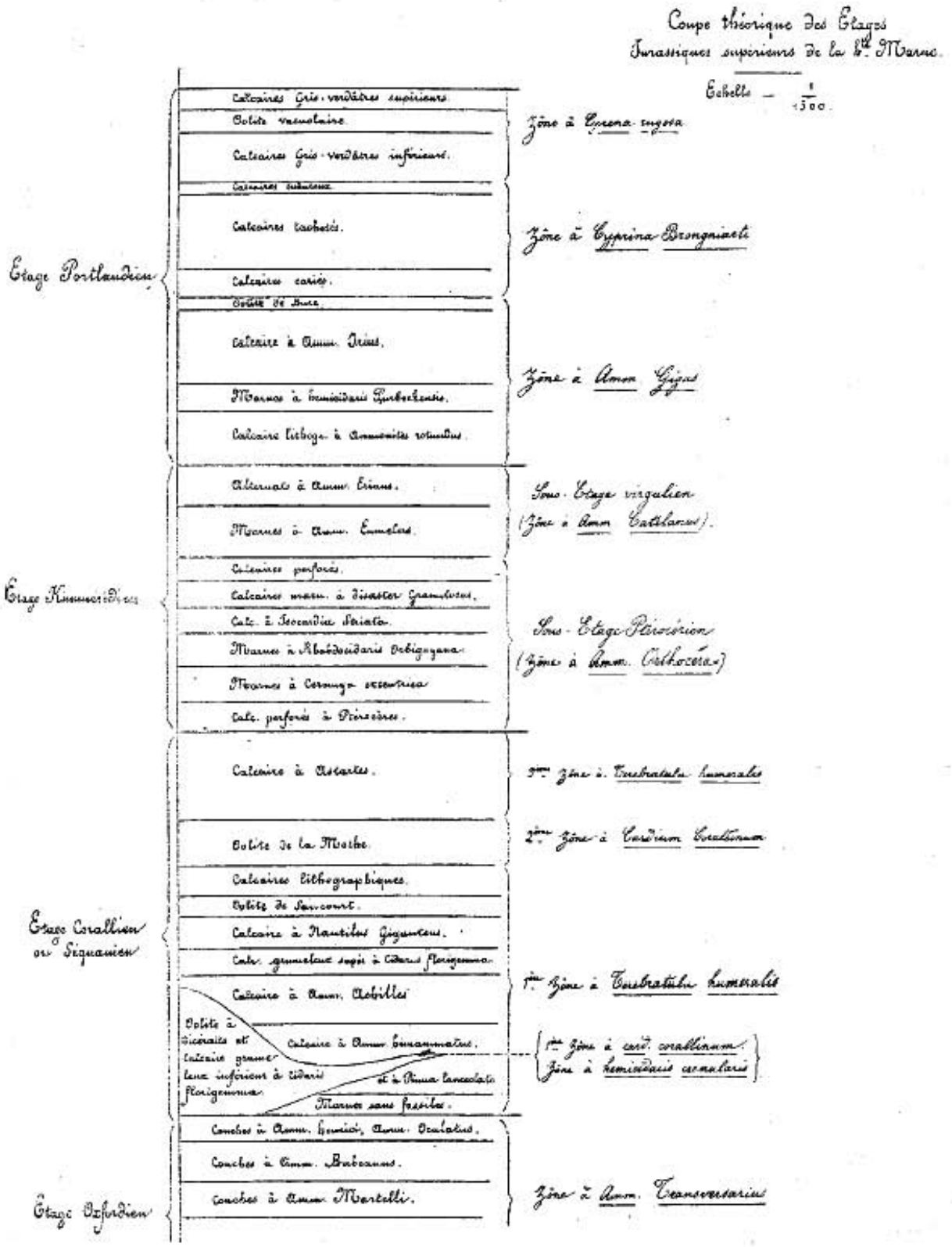


Figure 1.16 Extrait des « Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. » de Loriol, Royer, Tombeck (1872).

P. L. Maubeuge (1951, 1953, 1955) publie une étude stratigraphique sur le Lusitanien meusien ainsi que sur les surfaces taraudées. Il publie en 1955 un volume de plus de 1000 pages sur la géologie de l'Est du Bassin parisien et en 1965 un article sur le contact Oxfordien/Kimméridgien dans le

département de la Meuse. Il écrit en conclusion de cet article « On ignore toujours jusqu'où s'étend cet étage -le Kimméridgien- vers le bas et quelle est maintenant la limite exacte à adopter. En ce qui concerne la cartographie il paraît préférable de continuer à adopter le banc glauconieux et les conglomérats comme base du Kimméridgien, étant entendu que l'étage descend un peu en dessous. » Encore aujourd'hui le niveau glauconieux du sommet des Calcaires à astartes marque la base kimméridgienne en cartographie.

L. Beauvais-Bertrand (1964) tente des corrélations stratigraphiques entre l'Est du Bassin de Paris et du Jura à partir d'ammonites et de Madréporaires qu'elle répartit suivant les étages Oxfordien, Argovien (= Rauracien de Greppin 1870), Séquanien et Kimméridgien.

C. Mégnien et F. Mégnien supervisent l'écriture de la synthèse du bassin de Paris qui sera publiée en 1980 et qui regroupe de nombreuses informations. Une synthèse des données biostratigraphiques de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur pointe déjà le problème des corrélations au sein du bassin. L'atlas des cartes présente la répartition des différents faciès par ordre stratigraphique de la base du Trias au Miocène et présente donc notamment une carte des faciès de l'Oxfordien supérieur (zones Bifurcatus à Bimammatum). Le tome 3 est un glossaire des noms de formations dans lequel les Calcaires à astartes ne sont pas définis en Lorraine puisque ce sont ceux de Bourgogne, dont l'équivalence stratigraphique n'est pas démontrée, et ceux de l'Orne / Sarthe qui sont définis.

R. Enay et A. Boullier (1981) donnent un âge Oxfordien moyen au complexe récifal des côtes de Meuse et s'intéressent à la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris.

Carpentier (thèse en 2004, articles 2004, 2006) propose un nouveau découpage lithostratigraphique à travers une étude de la géométrie des dépôts oxfordiens de Lorraine et des environnements correspondants. Son analyse en terme de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle a permis de décrire plusieurs cycles de dépôts transgressifs-régressifs au cours de l'Oxfordien (des Argiles de la Woëvre (Zone à Maria) aux Calcaires à astartes (Zone à Planula ?)).

En 2003, un guide d'excursion a été rédigé pour l'excursion du Groupe Français d'Etudes du Jurassique (Lathuilière *et al.*, 2003), On y trouve la coupe de Gudmont-Villiers levée par C. Carpentier et une description des formations Oxfordien-Kimméridgien qu'elle traverse.

B. Brigaud a fait son mémoire de Master (2006) sur l'intervalle Oxfordien inférieur – Kimméridgien inférieur de l'Est du Bassin parisien. L'évolution des cortèges argileux et les données isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) lui permettent d'identifier trois changements climatiques majeurs (détaillé au paragraphe I.4.1) (Brigaud *et al.*, 2008).

De nombreux travaux ont pu voir le jour depuis une dizaine d'années, grâce à l'installation d'un laboratoire souterrain de l'ANDRA situé à Bure dans le Sud de la Meuse. Plusieurs forages et le matériel extrait de deux puits de 5-6 mètres de diamètre permettent des études approfondies sur la géologie locale, les propriétés mécaniques des roches, le réseau hydrographique, etc. en vue d'un stockage en profondeur de déchets nucléaires de haute activité et de longue demi-vie. Le niveau d'expérimentation où les déchets radioactifs pourraient être stockés, dit couche-cible, se situe dans une formation d'argilite, plus ou moins calcaire et silteuse, datée du Callovien supérieur – Oxfordien inférieur. Nous citerons parmi les travaux ANDRA ayant traité de l'intervalle Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur la thèse de Vincent (2001), qui décrit la coupe de Gudmont-Villiers pour la

première fois. D'autres publications sur le Jurassique supérieur peuvent être signalées et qui seront utilisées dans ce travail : Landais et Elie (1999), Hibsch *et al.* (2001), Buschaert *et al.* (2004), André *et al.* (2004 ; 2010), Hautevelle (2005 ; Hautevelle *et al*., 2007), Carpentier (2006), Thierry *et al.* (2006), Vincent *et al.* (2007) etc.

I.6.1. Sud du Bassin parisien[1]

J.-M. Fabre décrit en 1838 pour la première fois des formations calcaires du Berry (notamment les Calcaires lités) à travers son ouvrage de « description physique du département du Cher ».

C. Boulanger et E. Bertera (1858) travaillent sur les accidents géologiques, décrivent des coupes du Berry et réalisent la première carte géologique du Cher.

H. Douvillé et E. Jourdy (1874) puis H. Douvillé, E. Jourdy et M. Péron (1902) publient les premières coupes avec des précisions sédimentologiques et paléontologiques de l'Oxfordien et du Kimméridgien du Berry. Ils nomment les formations (Calcaires lités supérieur et inférieur).

A. de Grossouvre (1897) établit plus de la moitié des cartes au 1/80 000ème de la Champagne berrichonne mais s'intéresse peu aux faunes.

F. Tissot (1960) étudie la faune « séquanienne » du Berry. H. Tintant (1960) identifie pour lui des ammonites qui permettront d'obtenir un cadre stratigraphique solide.

D. Flamand (1978) effectue une thèse sur les spongiaires de la Champagne berrichonne. Les formations à spongiaires sont nombreuses notamment dans l'intervalle Jurassique moyen – supérieur.

S. Debrand-Passard (1971, 1978, 1979, 1982, Hantzpergue et Debrand-Passard 1980) travaille ensuite durant toute sa carrière sur la Champagne berrichonne et nous lui devons également de nombreuses cartes au 1/50 000 du BRGM. Le cadre stratigraphique qui sera utilisé dans cette thèse s'appuie sur ses travaux. Les formations étudiées sont décrites en détail dans l'ouvrage de 1982 où apparaissent des descriptions paléontologiques, sédimentologiques et tectoniques.

A. Boullier (1984) identifie les brachiopodes prélevés entre autres par Debrand-Passard. Cet article dont le contenu sera repris ensuite dans la Synthèse du Bassin parisien, permet de construire une échelle biostratigraphiques basée sur les brachiopodes et parallèle à celle des ammonites.

Récemment, R. Enay et S. Debrand-Passard (2005) ont publié une note sur la présence unique en France d'ammonites du genre *Trenerites* SARTI dans les Calcaires de Levroux inférieur du Berry. Il est à noter également un ouvrage destiné au grand public, rédigé par R. Filippi, dans les petits cahiers de géologie du Cher, sur la faune des Calcaires crayeux de Bourges, paru en 2009.

P. Barrier et C. Gagnaison (2005) ont rédigé la note explicative de la dernière carte géologique 1/50 000 du Blanc dans une version des éditions BRGM plus détaillée qu'auparavant. Un schéma des

[1] Cet historique a fait l'objet d'une recherche moins approfondie que le précédent et ne se veut pas exhaustif. Il permet tout de même de prendre connaissance et de replacer dans leur contexte historique, les travaux les plus récents qui seront utilisés dans le chapitre IV notamment.

corrélations entre les niveaux de l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien du Berry et les équivalents de la Vallée de la Creuse y est proposé, reprenant les informations écrites dans une publication parue en 2001 et écrite par A. Boullier, P. Barrier, J. Lorenz et C. Gagnaison.

J.-P. Gély et J. Lorenz (2009) ont publié une synthèse proposant un cadre séquentiel lié aux événements majeurs du Jurassique du Sud du Bassin parisien. Cette étude considère les enchaînements séquentiels extraits des dépôts du Berry mais également des dépôts plus à l'ouest (Poitou) et à l'est (Yonne). Les cycles décrits seront comparés à ceux établis dans la thèse.

Chapitre II.

Matériel et Méthodes

II. 1. LEVES DE COUPES ET DESCRIPTION DES FACIES

Toutes les coupes qui illustrent ce travail sont construites sur le même modèle. Au cours des levés de terrain, des observations d'ordre lithologique, sédimentologique, paléontologique et tectonique ont été notées. Les terrains d'étude (Lorraine/Champagne, Berry, Ile de Skye) ont été échantillonnés de manière à pouvoir effectuer différentes analyses : échantillonnage pour une étude en lame mince, échantillons frais et non altérés pour analyses de la matière organique et palynologique, prélèvements des macrofossiles à dégager si nécessaire et à identifier en laboratoire ainsi que des coquilles dans les coupes de Gudmont-Villiers et Void-Vacon pour des analyses géochimiques. Ces prélèvements ont été faits avec une résolution plus haute pour la coupe de Gudmont-Villiers qui sera notre coupe de référence pour l'Est du Bassin parisien (75 bancs différenciés sur une hauteur de 60m). L'échantillonnage est fondé sur des unités délimitées par des surfaces remarquables : la présence d'un joint stylolytique, d'un interbanc argileux, de rides de vagues (ripple marks), la présence d'un paléosol, de birds-eyes, de bioturbations ou d'un changement de faciès. Les fossiles prélevés ont été cotés comme les échantillons (initiales de la coupe et numéros du banc) et sont stockés dans les collections de l'Université H. Poincaré.

Le profil d'érosion et les grandes structures sédimentaires de chaque coupe ont été schématisés et ce profil est agrémenté d'informations d'ordre textural, faciologiques selon Dunham (1962), séquentielles, chronostratigraphiques et biostratigraphiques lorsque cela s'est avéré possible.

II. 2. LE MATERIEL FOSSILE

Ce chapitre a pour but de lister et décrire succinctement les différents éléments figurés squelettiques et non squelettiques rencontrés dans les affleurements étudiés. Des références concernant la nomenclature et l'environnement de vie ou de dépôt sont associées à chaque élément. Sont nommées également dans ce chapitre les personnes qui m'ont aidé à identifier certains objets fossiles.

L'abondance des fossiles est matérialisée sur chacune des coupes par la largeur des traits noirs en parallèle de la coupe : absent, présent ou rare (1 à 3 objets), fréquent (4 à 8 objets) ou abondant (plus de 8 objets) (Exemple Fig. 3.2 p. 70). L'échantillonnage s'est fait banc à banc, en tentant de passer un temps identique pour chaque banc (environ 10 à 15 min).

II.2.1. Éléments paléontologiques

Échinodermes

Les échinodermes des successions carbonatées datées de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur du Bassin parisien les plus fréquemment rencontrés sont les **échinides** Il s'agit essentiellement de radioles ou de fragments visibles en lame mince. Les tests complets sont beaucoup plus rares. Les échinides que nous avons trouvés sont majoritairement des Cidaridae, parfois identifiés génériquement. Ces oursins réguliers sont reconnaissables à leurs radioles massifs articulés sur un tubercule perforé entouré de tubercules de plus petite taille. Cet ensemble de tubercules caractérise leur test lorsqu'il est dénué de radioles. Ils sont la plupart du temps brouteurs dans l'Actuel et se rencontrent à toutes les latitudes. Néanmoins, ils ont souvent été signalés dans les environnements riches en tapis ou encroûtements microbiens (Vadet *et al.*, 2002).

Les **ophiures** représentent parfois une part importante des bioclastes (Calcaires lités inférieurs, Calcaires de Montierchaume). Les fragments d'ophiurides sont reconnaissables en lame mince à leur allure de vertèbres et à l'extinction en 'miroir' du monocristal (fig.5 Planche 19). Les ophiures ont une répartition marine très large actuellement mais se retrouvent en concentration importante dans les récifs coralliens. On trouve aussi des concentrations importantes dans des environnements profonds (Hedgpeth, 1957 ; Lambert et Roux, 1991; Charbonnier, 2007).

Quelques rares **holothurides** en lame ou en lavage et des **crinoïdes,** dont les articles sont rarement différentiables des restes d'oursins en lame mince, ont été observés (Calcaires crayeux de Gudmont). Les restes de crinoïdes pédonculés n'ont pas été déterminés spécifiquement.

Les échinodermes occupent des niches écologiques très variables et ont un mode alimentaire également très variable mais sont sensibles aux variations de luminosité, de salinité et d'oxygénation.

Crustacés

Quelques macrorestes appartenant à des crustacés ont été trouvés. Ce sont en majorité des fragments de pinces de **décapodes**, ou des céphalothorax (e.g. céphalothorax de Prosopidae dans les Calcaires crayeux de Gudmont).

Des **ostracodes** ont été reconnus en lame mince, notamment dans des niveaux de la coupe de Gudmont-Villiers (Pl. 4). Ces crustacés à deux valves de petite taille sont identifiables uniquement sous forme dégagée et nous ne les avons donc pas détaillés dans cette étude. Ils colonisent des environnements très variés et peuvent fournir des informations paléoenvironnementales intéressantes en terme de salinité, température, bathymétrie et oxygénation (Schudack, 1999 ; Ciampo, 2003). Bien que ces organismes soient potentiellement de bons marqueurs stratigraphiques, les ostracodes oxfordiens ont été très peu étudiés en France et les résultats concernant l'Oxfordien lorrain (Humbert, 1971) ne sont guère compatibles avec les datations issues des ammonites.

Céphalopodes

Mis à part un fragment de nautile dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères de la carrière de Gudmont, aucun reste de céphalopode n'a été récolté dans les régions Lorraine/Champagne-Ardennes pour l'intervalle considéré, dans le cadre de ce travail. En revanche, de nombreuses ammonites ont été

prélevées dans certaines sections du Berry (Mâron, Subdray, Von) ainsi que sur l'affleurement de l'Ile de Skye. La thèse de P. Debrand-Passard (1982) constitue l'ouvrage de référence dans l'étude du Jurassique supérieur du Berry et les ammonites prélevées ont pu être déterminées à travers ses illustrations. P. Hantzpergue a participé à la détermination des ammonites collectées par Debrand-Passard et les espèces apparaissent également dans Hantzpergue et Debrand-Passard (1980). Les ammonites les plus abondantes trouvées dans les affleurements du Berry sont de petites tailles (entre 1 et 3 cm) avec des côtes fines visibles sur le bord ventral mais qui s'effacent sur les flancs (Pl. 14). Ces formes ressemblent à celle du genre *Taramelliceras*. D'autres formes de tailles similaires mais à coquille lisse appartiennent au genre *Glochiceras*. Deux autres formes de plus grande taille aux côtes bifurquées et/ou falciformes appartiennent sans doute aux genres *Ochetoceras*, *Dichotomoceras, Perisphinctes*.

La détermination des ammonites de l'Ile de Skye est très délicate : d'une part les spécimens sont très fragiles (coquille fine et nacrée cassante) et supportent très mal le prélèvement, le confinement et l'assèchement des marnes encaissantes (Pl. 22). D'autre part, les individus ne sont identifiables que par des spécialistes. Une reconnaissance spécifique de chaque pièce malgré la littérature abondante (Sykes et Callomon, 1979 ; Birkelund et Callomon, 1985 ; Morton et Hudson, 1995 ; Wright et Cox, 2001 ; Matyja *et al.*, 2006) n'entrait pas dans les objectifs de cette thèse, le travail étant déjà fait et publié.

Bivalves

Les associations de lamellibranches sont relativement nombreuses et diversifiées. Les bivalves sont souvent les fossiles les plus abondants dans les niveaux fossilifères. Ils sont fréquemment rencontrés sous forme de coquilles brisées, parfois émoussées et remaniées, ou encore dans des niveaux lumachelliques (Calcaires de Levroux supérieurs, Marnes de Saint-Doulchard, Calcaires Rocailleux à Ptérocères). Lorsque les bivalves sont correctement préservés et individualisés, leur identification spécifique nécessite souvent de pouvoir observer leur charnière. La plupart des bivalves collectés ne permettent pas cette précision et ont été identifiés plutôt génériquement. Les bivalves de Bure (Lathuilière *et al.*, 2006) ainsi que quelques espèces de la coupe de Gudmont ont été déterminés par W. Werner. Les lamellibranches les plus abondants sont les Ostreidae (*Actinostreon, Ostrea, Nanogyra* ou souvent indéterminés). Viennent ensuite les Pinnacea surtout représentés par le genre *Trichites sp.*, les familles des Pectinidae et autres Pterioidea (*Chlamys, Entolium, Camptonectes, Isognomon, Gervilella*), Pholadomyidae (*Pholadomya, Ceratomya, Thracia, Pleuromya*), Trigoniidae (*Trigonia*), Mytiloidae et Arcoidae (*Grammatodon*). Des bivalves de petite taille de la famille des Astartidae, principalement *Nicaniella* et ses 2 sous-genres *Nicaniella et Trautschauldia*, se retrouvent dans les Calcaires à astartes et Calcaires lités supérieurs, parfois même sous forme de lumachelles (Pl. 2 ; fig.2 Pl.15). De nombreux lithophages sont également présents, perforant différents organismes (coraux, éponges). Ils appartiennent au genre *Lithophaga*.

Des coquilles bien préservées d'Ostreidae et de *Trichites* ont servi de supports à des analyses géochimiques (cf chapitre III).

Grâce aux déterminations génériques voire spécifiques, les caractéristiques paléoécologiques (mode de vie, alimentation etc.) de chaque taxon et leur diversité ont fourni des informations paléoenvironnentales qui seront développées au moment opportun dans les chapitres III et IV. En

effet, les diverses associations taxinomiques sont liées à des conditions particulières d'oxygénation, de salinité, d'hydrodynamisme, de taux de sédimentation et du type de substrat (Babin *et al.*, 1992). Les associations monospécifiques ou monogénériques (*e.g. Nicaniella*) sont rapportées à des environnements qui reflètent des conditions d'oxygénation et/ou de salinité en général plus restreinte (e.g. Oschmann, 1994). La taille et l'épaisseur de la coquille sont également dépendantes de la salinité : elles sont d'autant plus petites et fines que la salinité décroît ou augmente anormalement (hypersalinité) (Gunter, 1947 ; Fürsich et Werner, 1986). Les ouvrages d'intérêt taxinomique et les références paléoécologiques consultés sont : de Loriol *et al.* (1872), Teichert *in* Moore (1969), Fürsich et Werner (1986, 1989), Oschmann (1988), Fürsich et Heinze (1998) ; Fürsich *et al.* (2000), Gardner et Campbell (2002).

Le tableau ci-dessous (tabl. 2.1) donne les habitats occupés par les principaux bivalves rencontrés dans les différentes coupes (tableau modifié et complété de Oschmann, 1988 et Meesook et Grant-Mackie, 1997). Ces lamellibranches ont tous un mode d'alimentation suspensivore.

Superfamille	Genre	Habitat
Arcoïdes	*Grammatodon*	Endobionte superficiel
	Inoperna	Hémi endobionte à byssus
	Modiolus	Hémi endobionte
Pteroïdes	*Plagiostoma*	Epibionte à byssus
	Pteroperna	Epibionte à byssus
	Gervillella	Hémi endobionte
	Isognomon	Hémi endobionte
Pinnoïdes	*Pinna*	Hémi endobionte
	Trichites	Hémi endobionte
Pectinoïdes	*Chlamys*	Epibionte nageur
	Entolium	Epibionte nageur
	Camptonectes	Epibionte à byssus
	Avicula	Epibionte à byssus
Ostreoïdes	*Nanogyra*	Epibionte
	Huitres non identifiées	Epibionte souvent fixé
	Actinostreon	Epibionte cimenté
	Ostrea	Epibionte cimenté
Trigonoïdes	*Trigonia*	Endobionte superficiel
Astartoïdes	*Nicaniella*	Endobionte superficiel
Cardioïdes	*Protocardia*	Endobionte superficiel
Pholadomyoïdes	*Pholadomya*	Endobionte profond
	Bucardiomya	Endobionte profond
	Goniomya	Endobionte profond
	Homomya	Endobionte profond
	Ceratomya	Endobionte profond
	Pleuromya	Endobionte
Pandoroïdes	*Thracia*	Endobionte profond

Tableau 2.1. Genres de bivalves rencontrés dans les différentes coupes et leurs habitats.

Gastropodes

De nombreux gastropodes ont été prélevés. Des niveaux riches en petits gastropodes non identifiés, parfois sous forme lumachellique ont été observés notamment dans les Calcaires de Buzançais et les Calcaires lités supérieurs. Ces petits gastropodes sont comparables aux formes actuelles que sont les *Hydrobia*. Les taxons globalement les plus abondants appartiennent à différents genres de **Nerineidae**

(*Nerinea, Nerinella, Cossmannea (Eunerinea)*). Les Nerineidae sont fréquemment rencontrés dans les dépôts oolithiques et sont associés aux environnements lagonaires.

Les « Ptérocères » trouvés dans la formation éponyme appartiennent au genre *Apporhais*. Ils ont été autrefois identifiés en tant qu'*Harpagodes oceani* BRONGNIART (fig.2 Pl.6). Ce genre *Apporhais,* endobionte superficiel existe encore actuellement et se retrouve dans les boues des environnements franchement circa-littoraux voire bathyaux (en Mer méditerranée notamment) (Videt et Néraudeau, 2002) mais aussi en Mer Noire en zone infralittorale de 15 à 50m.

Les références récentes concernant les gastropodes jurassiques sont peu nombreuses mais le lecteur pourra consulter les références taxinomiques Cossmann (1898), Dietrich (1925), Levasseur (1935), Wieczorek (1979), Barker (1990), Hägele (1997), d'Orbigny revu par Fischer (1997) ou paléoécologiques : Waite *et al.* (2008), Lathuilière *et al.* (2006).

Brachiopodes

Les brachiopodes ont fait l'objet d'une attention particulière dans les affleurements du bassin de Paris. De nombreuses térébratules, rhynchonelles et zeillerines ont été collectées et dégagées. Les brachiopodes sont observés la plupart du temps dispersés dans la fine matrice carbonatée, mais peuvent être également très nombreux dans des interbancs argileux (entre deux bancs calcaires) ou représenter un véritable faciès rudstone à brachiopodes, par exemple dans le banc G1B de la coupe de Gudmont-Villiers (.

Les bancs très riches en brachiopodes peuvent servir de niveau-repère s'ils sont observés sur différentes coupes (Garcia et Dromard, 1997). Les brachiopodes sont de potentiels marqueurs biostratigraphiques et des zonations parallèles aux échelles d'ammonites ont été construites pour le Jurassique à partir des travaux d'Y. Alméras, A. Boullier et B. Laurin et sont synthétisées dans Cariou et Hantzpergue (1997). Ils ont été identifiés spécifiquement avec l'aide d'A. Boullier. La détermination des brachiopodes se pratique avec plusieurs individus voire une population, ce qui n'est pas toujours possible compte-tenu du (1) peu d'individus complets et correctement préservés et (2) du temps de dégagement qui serait nécessaire dans ces faciès micritiques. Le niveau le plus riche G1B de Gudmont-Villiers a pu donner lieu à une analyse morphométrique sur une population de plus de 45 rhynchonelles et 30 térébratules dont les résultats sont présentés dans la partie III.6. Parmi les brachiopodes identifiés dans le Sud et l'Est du Bassin parisien (Planches 7 et 8), on peut citer : *Septaliphoria pinguis, cf Ivanoviella sp., Aromasithyris riazi, A. cf. lorioli, Postepithyris cincta, Terebratula gr. baltzeri, T. subsella, T. cf suprajurensis* et *Zeillerina astartina, Z. humeralis*…

Les ouvrages de Boullier (1980, 1981, 1984, 1993, 2001), Laurin (1984), Almeras *et al.* (1990), Courville *et al.* (2007) ont permis une identification spécifique dans la mesure du possible.

Les brachiopodes vivent le plus souvent fixés par leur pédoncule à un substrat dur : rocher, récif ou pour les formes juvéniles : débris de coquilles, congénères, grains. Ils cherchent des habitats cryptiques et sont souvent associés aux faciès côtiers récifaux calme et profond. Les coraux ou la base de formations construites précédent la construction corallienne (e.g. spongiaires) peuvent d'ailleurs représenter un substrat adéquat pour la fixation (Alméras et Lathuilière, 1984). Cela dit, on peut les trouver actuellement dans des environnements assez profonds (+ de 40m). Les rhynchonellides sont plus sensibles à une turbidité élevée et au manque de substrat dur que les térébratulides (Gaillard, 1983). Ils se nourrissent de matière en suspension et ont un métabolisme très peu exigeant géré par

leur organe central, le lophophore. Les brachiopodes actuels tolèrent une large gamme de salinité et de température.

Annélides

Plusieurs types de vers d'annélides polychètes, souvent coloniaux, ont été observés. Les serpules construisent des tubes calcitiques fréquemment fixés à des débris de coquilles et de coraux. Les tubes calcitiques identifiables appartiennent aux sous-genres *Tetraserpula*, et *Cycloserpula* et à l'espèce *Filograna socialis* (fig.3 Pl.12). On constate la présence d'autres types de serpules, notamment en « forme de paire de lunettes » en lame et avec une double paroi microgranulaire. Les serpules récentes sont dépendantes de la turbidité de l'eau et supportent mal une mauvaise oxygénation (Bosence, 1979).

Cnidaires

Les coraux hexacoralliaires rencontrés sont isolés ou coloniaux. Certains niveaux sont riches en coraux roulés et remaniés, par exemple dans la formation de l'Oolithe de Lamothe. Des objets plus complets prélevés notamment dans les Calcaires crayeux de Gudmont (*Stylina echinulata, Comoseris meandrinoides, C. minima, Heliocoenia sp. etc.*) et dans les Calcaires crayeux de Bourges (Pl. 16) ont pu être déterminés spécifiquement. Les spécimens rencontrés ont été identifiés par B. Lathuilière. Ces coraux montrent une tendance lagonaire d'environnement bien éclairé par leur forme (formes coloniales en dôme et rameuses, à structures plocoïdes et méandroïdes abondantes,) et par leur composition taxinomique (Lathuilière *et al.*, 2005).

Spongiaires

Les spongiaires observés sur les terrains sont relativement variés. Des niveaux très riches en *Cladocoropsis mirabilis* FELIX sont remarquables sur plusieurs mètres d'épaisseur dans les Calcaires crayeux de Gudmont (Pl. 3). Cette **sclérosponge** selon Termier et Termier (1986) est un organisme rameux et de taille centimétrique et peut être placé parfois parmi les hydrozoaires (Turnsek *et al.*, 1981). Les faciès à *Cladocoropsis* sont associés aux environnements lagonaires, milieux de basse énergie ou d'arrière récif (Turnsek *et al.*, 1981 ; Meyer, 2000) et ont surtout été signalés sur le pourtour téthysien kimméridgien. Les prairies à *Cladocoropsis* accompagnées de fossiles remaniés sont associées à des événements de plus haute énergie (Leinfelder *et al.*, 2005). Les prairies à *Cladocoropsis* sont présentes dans des milieux de rampe ouverte ou sont dûes à des accumulations de tempêtes (assemblage post-mortem).

Des **Chaetetidae** (démosponge) ainsi que des **stromatopores** ont été identifiés dans les coupes de Lorraine. Les stromatopores sont majoritairement représentés par l'espèce *Disparistromaria oxfordica* TURNSEK dans les niveaux riches de l'affleurement de Gudmont-Villiers. Les stromatoporoides sont souvent associés à des coraux ; leur paléoécologie générale est celle d'un milieu clair, peu profond marqué par un léger hydrodynamisme et en milieu tropical ou subtropical (Galloway, 1956 ; Stock ; 2001). Les démosponges calcifiées stromatoporoides sont rencontrées dans des environnements de rampe interne de type lagon.

Les calcisponges **pharétrones** ont également été reconnues en lame grâce à leur tissu calcitique labyrinthiforme. Les éponges calcaires sont rares. Elles peuvent coloniser les environnements peu

profonds voire cryptiques (Werner *et al*., 1994). Dans l'Oxfordien du Jura elles sont caractéristiques des milieux présentant un certain hydrodynamisme et la présence de substrats durs.

Des éponges siliceuses complètes « évasées-lamellaires » (ou cupuloïdes) ont été observées dans les Calcaires à Spongiaires du Poinçonnet et les Calcaires de Von (Pl. 14). Je n'ai pas cherché à les identifier avec précision. Certains niveaux ont pu être de véritables constructions à spongiaires. On peut également noter les biohermes à spongiaires qui caractérisent la coupe de la Madeleine (Debrand-Passard, 1982) et de Toutifaut qui présentent en lame mince de nombreux spicules en forme d'accents circonflexe (Pl. 18). C'est surtout par la présence de spicules dans les lames minces que l'abondance des spongiaires a pu être quantifiée (lames minces des échantillons des Calcaires crayeux de Bourges par exemple). Il a été distingué des formes circulaires ou longilignes caractérisant des spicules monoaxiaux et des sections trifurquées qui caractérisent les spicules triaxiaux ou tetractines. Des Geodiidae ont également été vus notamment dans la coupe de Gudmont et de la carrière Feray (Berry). Les Geodiidae ont une large répartition bathymétrique mais sont le plus souvent observés dans les milieux situés entre 0 et 50 m (Lévi, 1973 ; Gaillard, 1983).

Les faciès constitués majoritairement d'éponges siliceuses sont indicateurs d'environnements plus profonds que les éponges calcaires qui colonisent une faible gamme de profondeurs (Gaillard, 1983). Leur répartition géographique semble dépendre de la quantité de nutriments, qui doit être importante, d'une faible luminosité ou de la turbidité, et un faible hydrodynamisme (Leinfelder *et al*., 1993 ; Gammon et James, 2001). Leinfelder *et al*. (1994) indiquent leur préférence pour les eaux chaudes au Jurassique.

Algues

Des **algues rouges** traditionnellement nommées *Solenopora jurassica* (BROWN ET NICHOLSON) en dépit des problèmes nomenclaturaux que pose leur attribution générique (Riding, 2004) ont été observées (G'2 dans les Calcaires crayeux de Gudmont). Ces algues macroscopiques de couleur rose parfois préservée et laminées se développent bien dans des environnements d'arrière-récif et affectionnent les milieux peu profonds, à faible turbidité du fait de leur activité photosynthétique.

L'**algue verte** calcifiée *Goniolina geometrica* (ROEMER) est une dasycladale présente en plusieurs niveaux dans la coupe de Gudmont-Villiers (G7, G'19, CGV ; Pl). Les mailles macroscopiques polygonales et régulières de sa structure externe sont très reconnaissables. *G. geometrica* se rencontre uniquement dans le Jurassique supérieur et plus précisément dans le Kimméridgien inférieur selon la répartition biostratigraphique des algues de Bassoulet *in* Cariou et Hantzpergue (1997). La famille des Dasycladales est également représentée microscopiquement par de nombreuses *Salpingoporella* PIA (fig.5 Pl.4). Les formes identifiées sont celles typiquement trouvées dans les dépôts jurassiques supérieurs : *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. grudii* RADOIČIĆ et éventuellement *Heteroporella*. Quelques déterminations d'algues vertes ont été approuvées par B. Granier. Dans le Jura, les dasycladales se retrouvent principalement sur les domaines de plate-forme interne (Bernier, 1984). Elles furent très répandues durant le Crétacé où elles ont joué un rôle important dans la production des sédiments carbonatés. Ce sont de bons marqueurs biostratigraphiques. Les Dasycladaceae actuelles vivent dans la zone euphotique des environnements tropicaux à tempérés-chauds (optimum à 25-27°C pour Berger et Kaever 1992), à des profondeurs généralement inférieures à 5 m et s'adaptent à des variations de salinité anormales (Bignot, 1982).

Il est à noter qu'aucune Clypéine n'a été observée alors que ces dasycladales sont pourtant fréquentes dans les dépôts du Malm d'autres régions (Suisse, Slovénie, Allemagne ; Flügel 2004).

Les publications suivantes ont été consultées pour leurs informations taxonomiques ou paléoécologiques : Gušić (1970), Bassoulet *et al.* (1978), Dragastan (1981), Granier (1988), Bernier (1984), Boudagher-Fadel *et al*. (2001), Aguirre et Riding (2005), Carras *et al*. (2006).

Foraminifères

De nombreux foraminifères ont été observés (Pl. 5). Ils sont même parfois visibles à l'œil nu dans des calcaires indurés (cas du banc G'7 et affleurement IRL du Berry). Leur détermination en lame mince a fait l'objet d'une étude approfondie qui sera détaillée plus loin. Les deux grands groupes typiques du Jurassique y ont été observés : les « grandes » espèces agglutinées complexes (Lituolidae) qui peuvent dépasser 10 mm de taille et le « petit » benthos caractérisé par des formes calcaires uni- ou multisériées ou agglutinées (Nodosaridae, Spirillines, Textulariidae, Verneuillidae, petits agglutinés inidentifiables en lame etc.). Très peu de foraminifères à test aragonitique ont été trouvés (quelques Epistomines et Trocholines). La détermination des foraminifères a pu être faite grâce à un stage d'une semaine effectué à Genève auprès de R. Wernli. Les références consultées sont celles apparaissant dans la liste bibliographique de l'article en annexe 1. Le tableau ci-dessous (Fig 2.1 ; repris de Reolid *et al.*, 2008) résume l'ensemble des connaissances sur l'habitat des foraminifères lié à la morphologie du test et observés dans des dépôts du Jurassique supérieur. L'écologie des foraminifères benthiques peut apporter un certain nombre d'informations concernant les conditions trophiques ou d'oxygénation d'un milieu. Nous ne connaissons hélas les modes de vie (épi-, endobionte profond ou non etc.) que pour un nombre relativement restreint de ces organismes unicellulaires. Les informations de ce tableau seront utilisées majoritairement dans l'article Lefort *et al*. en annexe 1.

Palynomorphes

Les coupes de Gudmont-Villiers et de Bure ont fait l'objet d'une étude palynologique détaillée. Les échantillons analysés, lorsqu'ils n'étaient pas stériles, n'ont hélas livré que peu de palynomorphes : essentiellement des acritarches, quelques sporomorphes et basales de foraminifères et de rares dinoflagellés. Les fragments les plus abondants sont les fragments de matière organique amorphes et les phytoclastes (Steffen, 1993). Ces derniers ont fait l'objet d'un comptage détaillé et d'une classification selon la diversité des formes présentes (voir dans le Chap. III). Dans le Berry, l'ouvrage de Debrand-Passard (1982) donne quelques identifications ; les quelques échantillons supplémentaires traités dans le cadre de cette thèse ont rendu très peu de matière organique. Les spécimens trouvés ont été identifiés par V. Huault et la liste des ouvrages consultés pour la reconnaissance des divers fragments est dans Huault (1994).

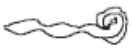
	Test form	Life style	Feeding strategy	Examples
Agglutinated	plano-convex irregular	sessile epifaunal	passive herbivores (suspension-feeders?)	*Subdelloidina* *Thurammina* *Tolypammina*
	discoidal coiled (unilocular)	epifaunal (phytal)	active herbivores, detritivores	*Ammodiscus* *Glomospira*
	planispiral to high trochospiral	epifaunal to shallow infaunal	detritivores bacterial scavengers	*Ammoglobigerina* *Recurvoides* *Trochammina*
	very high trochospiral	shallow infaunal	detritivores bacterial scavengers	*Valvulina* *Redmondoides*
	elongated uniserial, initial coiled phase	shallow infaunal	detritivores bacterial scavengers	*Ammobaculites* *Haplophragmoides* *Ammomarginulina*
	elongated uniserial and biserial	shallow to deep infaunal	detritivores bacterial scavengers	*Reophax* *Textularia* *Gaudryina*
Calcareous	plano-convex and meandering initial phase coiled	sessile epifaunal	passive herbivores (suspension-feeders?)	*Vinelloidea* *Nubecularia* *Bullopora* 
	plano-convex trochospiral	epifaunal	primary weed fauna grazing herbivores	*Epistomina* *Reinholdella* *Pseudolamarckina*
	discoidal flattened (planispiral) and plano-convex (trochospiral)	epifaunal	primary weed fauna grazing herbivores/ phytodetritivores	*Spirillina* *Trocholina*
	discoidal flattened spiral, elongated	epifaunal	active deposit-feeders herbivores, detritivores	*Ophthalmidium* *Quinqueloculina* *Triloculina*
	elongated uniserial	shallow infaunal	active deposit-feeders, herbivores, bacterial scavengers	*Nodosaria* *Dentalina* *Pyramidulina*
	elongated flattened	shallow infaunal	active deposit-feeders grazing omnivores	*Planularia* *Astacolus*
	elongated with straight periphery	shallow to deep infaunal	active deposit-feeders grazing omnivores	*Eoguttulina* *Laevidentalina*
	biconvex (lenticular) planispiral	epifaunal to deep infaunal	active deposit-feeders, grazing omnivores	*Lenticulina*

Figure 2.1. Microhabitat et mode alimentaire associés à la morphologie du test basés sur des interprétations de l'observation de foraminifères jurassiques (Nagy, 1992; Tyszka, 1994) et sur des études actuelles (e.g., Corliss, 1985 ; Jones et **Charnock, 1985; Bernhard, 1986). D'après Reolid *et al.*, 2008).**

Radiolaires

Des radiolaires ont été découverts dans des bancs du sommet de la coupe de Gudmont-Villiers (fig.11 Pl.4). La morphologie générale, la petite taille (< 150µm) et la microrecristallisation sparitique des objets laissent peu de doute sur l'origine zooplanctonique siliceuse. Les sections présentent des formes circulaires maillées sans épine. Il est difficile de différencier les Nassellaria des Spumellaria en lame mince (Flügel, 2004),je n'ai donc pas poursuivi plus avant la détermination. Les radiolaires sont tous sténohalins, marins et planctoniques. Ils sont présents à toutes les latitudes et dans toute la colonne d'eau (de la surface à plus de 500 m de profondeur). Leur présence peut indiquer la proximité d'un

milieu ouvert et profond : soit une communication directe avec la mer franche plus profonde que le haut-fond, soit un apport ponctuel (tempête) dans ce haut-fond.

Microproblematica ou Incertae sedis

Certains objets micropaléontologiques restent quelque peu énigmatiques pour la communauté scientifique.

Probable cyanobactérie :

Des formes appartenant au genre *Cayeuxia* ont été fréquemment reconnues. Ces organismes fossiles ont une morphologie comparable à celle des cyanobactéries du genre actuel *Rivularia* (Flügel, 2004). C'est la forme *Cayeuxia piae* FROLLO qui a été le plus souvent observée et elle est parfois très difficile à différencier d'une algue rouge *Solenopora cayeuxia* LEINFELDER. Les formes douteuses sont classées parmi les *Cayeuxia*.

Probable algue :

Nous avons rencontré des formes s'apparentant au genre *Thaumatoporella* PIA voire à l'espèce *T. parvovesiculifera* (RAINERI) (fig.8 Pl.4) considérée parfois comme une algue. Ces structures souvent linéaires présentent des 'cellules' à section polygonale et sont fréquemment observées en encroûtement. *Thaumatoporella* est largement répandue dans les dépôts de plate-forme carbonatée mésozoïques.

Microencroûteurs :

Les espèces microencroûtantes *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ (fig.5 Pl. 12) et *Lithocodium aggregatum* ELLIOT (fig 6 article annexe 1) sont ponctuellement abondantes dans les lames de l'Est du Bassin parisien et quasi absentes des celles du Sud. *Lithocodium aggregatum* fut considéré à l'origine comme une algue (Codiaceae). En 1995, Schmid et Leinfelder considérèrent que ces formes sont toutes deux des foraminifères l'un encroûtant l'autre commensal alors que Riding (1991) considère l'ensemble comme une construction cyanobactérienne. Récemment, Schlagintweit *et al.* (2010) classent *L. aggregatum* parmi les Ulvaceae et *B. irregularis* également comme une algue verte. Elles sont souvent associées l'une à l'autre et présentent une forte affinité pour les milieux lumineux et les eaux non turbides (Leinfelder *et al.*, 1993 ; Dupraz et Strasser 1999).

L'encroûtant *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER (forme similaire à celles observées par Granier, 1987) a été identifié dans des lames de la coupe de Vignory (fig.7 Pl.12). Souvent associé à *Bacinella, Lithocodium, Thaumatoporella*, des serpules ou des tubiphytes cet organisme énigmatique est abondant au niveau de la rampe carbonatée médiane (*middle ramp*). Un résumé des différentes propositions de classification taxonomique (algue ? foraminifère ? cyanobactéries ?) est présenté dans Shiraishi et Kano (2004).

Microbialites

Des structures microbiennes ont été observées, mais leurs structures (laminée, grumeleuse etc.) qui déterminent les différents types de microbialites (ou microbolites ; voir Olivier, 2004), tels que les stromatolites ou les thrombolites, n'ont pas été détaillées. Les structures microbiennes observées en lames minces sont donc uniquement évoquées sous le terme de microbialite. Vincent (2001) a identifié dans les niveaux Oxfordien/Kimméridgien carbonatés de Lorraine des stromatolithes en tapissage de

sédiments dans des environnements particuliers (intertidaux et supratidaux), des trombolithes dans des niveaux bioconstruits et des léiolithes en encroûtements sur les coraux.

Terriers, traces de perforations et de bioturbations

Des terriers ont été observés dans pratiquement toutes les coupes. Les surfaces recouvertes par les terriers ou les niveaux très bioturbés marquent un arrêt de sédimentation plus ou moins long. Parmi les formes reconnaissables (exemples Pl. 3, 10 , 11), nous citerons :

Gastrochaenolites : ces traces de perforation dans des substrats durs ou semiconsolidés sont réalisées par des bivalves divers (*Lithophaga*). Ils mesurent entre quelques dizaines de mm et 2 cm de diamètre (fig.7 Pl. 4).

Chondrites : il s'agit de terriers de nutrition régulièrement ramifiés (vers le bas) dont les branches ne sont ni croisées ni anastomosées. Ces branches sont fines (quelques mm de diamètre) et courtes (quelques cm). Ils sont parfois blanchâtres. Les organismes qui construisent ces terriers sont assez tolérants vis-à-vis des conditions d'oxygénation et peuvent se retrouver dans des environnements appauvris en oxygène (Savrda et Battjer, 1989). Selon Wignall (1991) on les retrouve fréquemment dans les environnements suffisamment oxygénés.

Planolites : ces terriers sont simples, allongés. Le diamètre est de l'ordre du centimètre. La trace est interprétée comme celle d'un ver limivore.

Rhizocorallium : terrier fait d'un tube bien visible replié en U. L'espace entre les branches du U est traversé par des ménisques liés à la progression du tube vers le fond. Le coté externe du tube présente parfois des griffures qui témoignerait plutôt d'un terrier d'alimentation de crustacé (Seilacher, 2007). L'exemplaire trouvé dans les marnes Saint-Doulchard présente des branches larges de 4 cm (Pl. 21). Ces terriers se retrouvent dans des milieux à oxygénation variable et peuvent apparaître dans des environnements dysoxiques (Wignall, 1991).

Thalassinoides : les branches de ce terrier se dichotomisent. Les traces sont produites par des crustacés en particulier des décapodes qui peuvent creuser assez profond dans le sédiment. Ces terriers peuvent avoir des directions variées mais et couvrent parfois de grandes surfaces (Pl. 10).

Ces types de bioturbations, de même que *Planolites* se retrouvent dans des environnements qui peuvent présenter une certaine dysaérobie (Thompson *et al.*, 1985 ; Wignall, 1991).

II.2.2. Remarques sur l'extraction et l'identification des microfossiles

Chaque lame mince (environ 500 au total) a fait l'objet d'une étude minutieuse, balayée systématiquement à fort grossissement (minimum x100). L'identification en lame mince des microfossiles ne permet pas d'aboutir avec assurance à toutes les déterminations spécifiques, particulièrement pour les foraminifères puisque la plupart des espèces ont été décrites sous forme dégagée. L'observation d'une seule section orientée ne permet pas toujours une identification et il faut donc multiplier les observations de sections orientées différemment.

R. Wernli (communication orale) pointe la disproportion du volume de roche étudié en lame mince ou dans des lavages, problème mentionné également par Flügel (2004). Pour avoir une idée du contenu micropaléontologique dans un plus grand volume de roche, des essais d'acétolyse sur des échantillons

très carbonatés ont été effectués. Des foraminifères dégagés et quelques autres bioclastes ont été récoltés. Le protocole est résumé ci-dessous pour mémoire ; chaque spécialiste adapte son protocole d'acétolyse à ses besoins.

- quelques cm^3 de roche sont concassés et déshydratés (si nécessaire à l'étuve entre 50° et 80°C)
- les échantillons sont placés dans des boîtes en plastique à couvercle
- l'acide acétique pur est versé (acide technique, il n'est pas nécessaire d'utiliser un produit raffiné)
- le couvercle est replacé mais reste entrebâillé car la réaction d'acétolyse entraîne un dégagement de gaz (CO_2)
- au bout de plusieurs jours voire plusieurs semaines le contenu est versé dans un tamis de maille suffisamment réduite pour récupérer les microfossiles (63, 80 ou 125 µm par exemple)
- il est important de – soit ne pas rincer l'ensemble – soit mettre l'eau d'un seul coup abondamment. La réaction avec l'eau entraîne la dégradation immédiate des restes fossiles

Les acétolyses réalisées n'ont permis d'isoler que des éléments corrodés. Dans l'échantillon G'7 de Gudmont, le banc le plus riche de toute la coupe, plus de 40 individus ont été déterminé par lame et répartis en 13 taxons (nombreuses milioles, *Textularia*, *Nautiloculina oolithica*, *Spirillina* etc.). Les résidus d'acétolyse ne font apparaître que certains taxons (surtout les spirillines) et le petit benthos, qui n'est pas plus identifiable qu'en lame mince. J'ai alors estimé que l'identification des microfossiles des roches carbonatées prélevées était plus représentative à travers l'observation de lame.

II.2.3. Éléments figurés inorganiques

Les microfaciès ont révélé plusieurs niveaux à **péloïdes** (e.g. G1, G'14 de Gudmont-Villiers). Ces grains carbonatés microcristallins d'origine incertaine (Purser, 1980 ; Flügel, 2004) sont de petites tailles (entre 30 et 200 µm) et leur présence a donné lieu ici à l'appellation d'une texture « micrograinstone ». Deux types de péloïdes ont été observés : des micropéloïdes de quelques dizaines de µm (Dupraz, 1999) apparemment d'origine biogénique, et des péloïdes de plus grande taille (quelques centaines de microns) et sans structure interne qui pourraient être le résultat de pellets fécaux, de micritisation bactérienne ou de lithoclastes micritiques divers. Les péloïdes d'origine biologique (pellets fécaux par exemple) micritisés a posteriori sont souvent retrouvés dans des environnements marins calmes et ouverts à faible taux de sédimentation (Gaillard, 1978). Les péloïdes micritiques d'origine chimique (sans structure interne spécifique) ou chimio-bactérienne sont plutôt retrouvés dans des environnements peu profonds et protégés (Tucker et Wright, 1990). Ils sont généralement mieux préservés dans des milieux tidaux de faible énergie.

De nombreuses **ooïdes** d'origine marine ont été également rencontrés. Leur mécanisme de formation et les environnements associés sont abordés par exemple dans Strasser (1986), Purser (1980), Flügel (2004), Carpentier (2004). Ils sont généralement trouvés dans des environnements de mers peu profondes saturées en carbonate dissout et soumises à un assez fort hydrodynamisme (vagues, houle, marée, courant) (Tucker et Wright, 1990). Dans les niveaux étudiés, les ooïdes ont le plus souvent un cortex radiaire à micritique et dont le nucleus est d'origine variable : bioclaste, lithoclaste, foraminifère, serpule. La formation de l'Oolithe de Lamothe doit son nom de formation à

ces grains. On observe ponctuellement des passées oolithiques notamment dans la formation des Calcaires à astartes. Les ooïdes sont parfois ferruginisés et/ou glauconieuses (Void-Vacon, Berry).

Des **oncoïdes** : ces petits nodules arrondis sont caractérisés par un noyau entouré d'un cortex construit qui peut être riche en matière organique. Notamment dans les Calcaires crayeux de Gudmont où l'abondance d'oncoïdes de couleur rose sur plusieurs mètres est remarquable (une dizaine sur une surface de 10 cm^2 dans les niveaux les plus riches (G'12)). La forme des oncoïdes est fonction de l'hydrodynamisme et différentes formes d'oncoïdes associés à différents encroûtants (Nubéculaires, algues…) se retrouvent dans des milieux plus ou moins agités. De nombreux oncoïdes à *Bacinella* et *Lithocodium* souvent de types 3 et 4 (Védrine *et al*., 2007) sont présents dans l'Oxfordien/Kimméridgien de Lorraine. La forme des oncoïdes est liée à l'hydrodynamisme du milieu : plus l'énergie est importante, plus la surface est lisse et sphérique. Leur répartition bathymétrique est très variable et leur présence n'est pas un indice de profondeur très fiable. Nous les trouvons dans le contexte de cette étude, en domaine de plate-forme carbonatée peu profonde (Dahanayake, 1974 ; Whalen *et al.*, 2002). Associés à *Bacinella* et *Lithocodium*, ils reflètent des conditions de dépôts plus calmes et lumineuses que des oncoïdes à nubéculaires. La signification de leur présence et les hypothèses quant à leur milieu de dépôts ont été étudiées par Dahanayake (1974), Oloriz *et al*. (2002), Vincent (2001), Carpentier (2004).

Des minéraux d'origine terrigène tels que des grains de quartz, feldspath et les argiles sont présents en quantité variable dans les roches. [Une analyse par diffraction X d'un échantillon de la série de Gudmont-Villiers (échantillon G'2) après décarbonatation montre que les argiles, feldspaths et quartz représentent moins de 4% de la fraction restante. La fraction argileuse est représentée par des feuillets d'illite, kaolinite et chlorite.]

Deux autres minéraux remarquables, observés en lame mince, peuvent être cités. Des « grains » de **glauconie** sous forme de grains verdâtres ont été observés dans des niveaux particuliers ainsi que des minéraux opaques concentrés en Fer (pyrite). D'une manière générale, la pyrite est interprétée comme un indice de milieux réducteurs dysoxiques riche en matière organique et la glauconie est associée à un taux de sédimentation faible, souvent trouvée en contexte de haut niveau marin (Kelly et Webb, 1999). Des formations du Berry sont également remarquables par la présence de **pseudomorphoses de gypse** qui ont pu se former lors d'un contexte de très bas niveau marin relatif voire émersif et évaporitique (Warren, 2006). Le gypse (puis l'anhydrite) est le premier minéral à se précipiter dans un contexte évaporitique, même dans des conditions de faible température et de faible salinité (Cojan et Renard, 2006). S'il cristallise à la surface du sédiment le gypse est le plus souvent fibreux ; dans le cas du Berry, les cristaux résiduels sont souvent des polygones complets et bien individualisés dans une matrice fine et micritique. Ils sont peut-être le résultat d'une diagenèse très précoce impliquant une certaine porosité dans la boue originelle et l'infiltration de fluides sursalés. Autrement dit la formation de cristaux gypse implique une certaine profondeur dans un sédiment non induré plutôt qu'une formation à la surface du sol (comm. personnelle C. Carpentier).

Des intraclastes divers furent observés : galets micritiques et galets ou 'cailloux' noirs. Un niveau à **cailloux noirs** (ou black pebble) mesurant entre 5 et 15 mm a été observé dans les Calcaires crayeux de Gudmont. La formation de ces intraclastes suppose pour Strasser (1986) et Dupraz (1999) un cadre intertidal, lacustre ou lagunaire pour Carozzi (1948), voire des environnements de mangroves (Barthel, 1974). Les cailloux noirs seraient des fragments arrachés de tapis microbiens riches en

matière organique de type sapropèle. Bernier (1984) retient parmi les différentes interprétations possibles le caractère margino-littoral et la signification d'une activité côtière ou terrestre.

Les figurés et symboles utilisés dans les schémas des différentes coupes décrites dans le mémoire sont regroupés en Fig. 2.2.

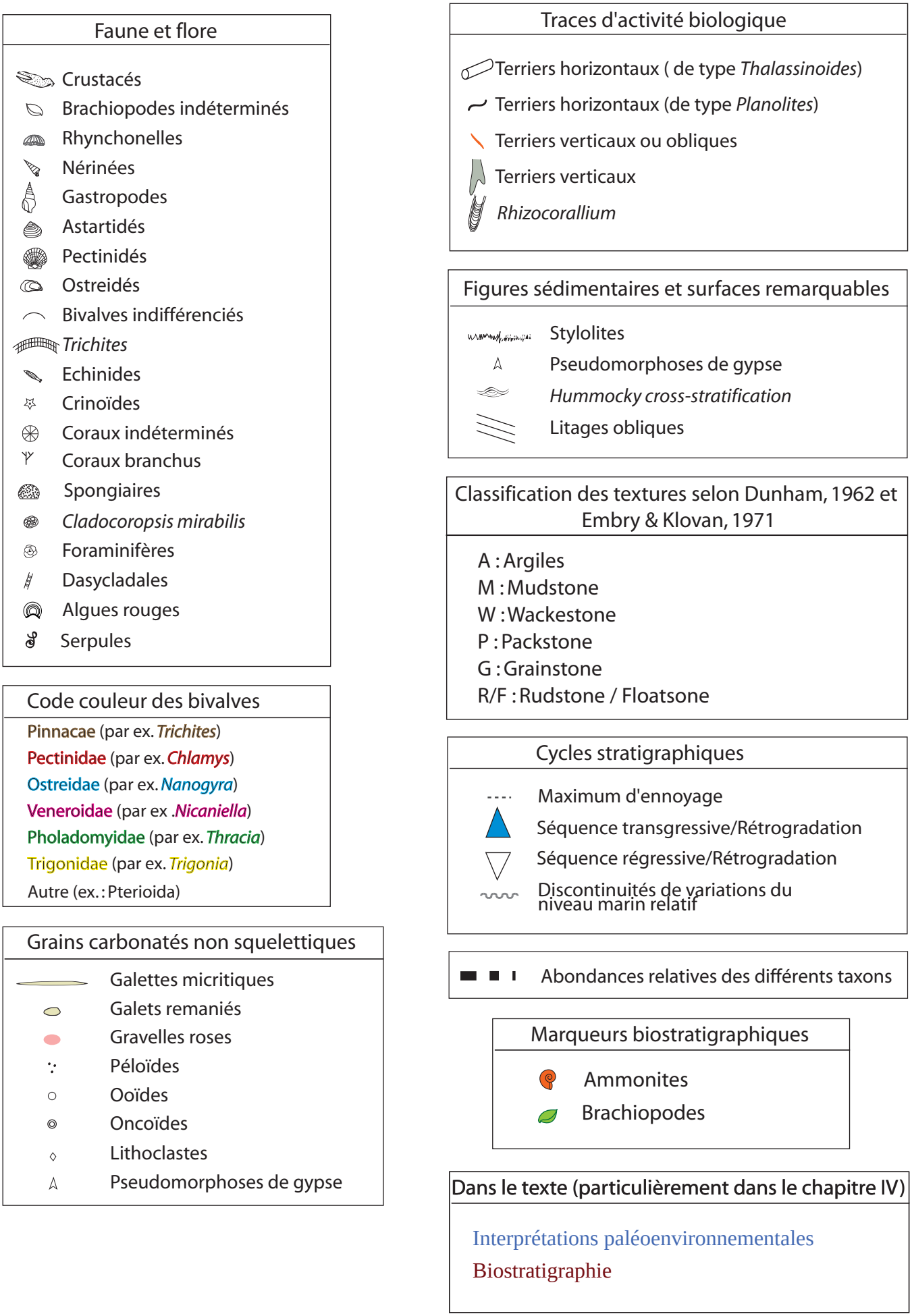


Fig. 2.2. Légende des symboles utilisés dans les différents coupes et schémas, et codes couleurs

II. 3. ANALYSE PALYNOLOGIQUE

Une étude palynologique a été entreprise sur la coupe de Gudmont-Villiers. Le protocole expérimental employé est celui utilisé classiquement (Sittler, 1955 ; Huault, 1994)

La méthode de traitement est une méthode chimique faisant alterner des attaques à l'acide chlorhydrique et fluorhydrique dans une première étape, avant un passage à l'acide nitrique, puis à la potasse. Cette méthode a été adaptée sur un appareil de déminéralisation (système Star 6) partiellement automatisé, permettant un chauffage par micro-ondes et l'ajout des réactifs les plus dangereux sans intervention manuelle de l'opérateur. Le protocole de traitement appliqué aux échantillons est le suivant :

- broyage modéré (taille moyenne des fragments entre 1 et 2 mm);

- attaque HCl : 100 g de broyat directement décarbonaté puis remis à neutralité;

- traitement automatisé : ajout de 20 ml d'acide fluorhydrique – maintien à 50° C pendant 1 heure puis ajout de chlorure d'aluminium hexahydrate, destiné à neutraliser la dangerosité de l'HF avant manipulation;

- examen du résidu organique : à ce stade du traitement, le résidu est séparé des acides et neutralisé par filtration sur membranes (pores de 8 microns) et par rinçage à l'eau distillée puis centrifugation à 6000 tours/minute pendant 5 minutes;

Les échantillons carbonatés doivent souvent subir un traitement complémentaire afin d'obtenir un résidu organique propre ;

- élimination de la matière organique amorphe : par oxydation à l'acide nitrique;

- complément par un lavage à la potasse destiné à éliminer (ou éclaircir) les matières humiques encore présentes dans le résidu.

Une fois neutralisé à l'eau distillée et rincé à l'alcool, le résidu palynologique est enfin monté entre lame et lamelle à l'aide de baume du Canada pour observation et comptage.

II. 4. ANALYSE DE LA MATIERE ORGANIQUE

La matière organique sédimentaire est composée de kérogène et de molécules de bas poids moléculaire qui sont extractibles aux solvants organiques. Parmi ces molécules, essentiellement les hydrocarbures, certaines familles sont classiquement utilisées en tant que biomarqueurs. En géochimie organique, un biomarqueur moléculaire (ou marqueur biologique) est un composé moléculaire organique présent dans la géosphère et qui ne peut avoir qu'une origine biologique. Ils nous apportent des informations paléoenvironnementales et diagénétiques. Le protocole qui suit permet d'analyser la partie extractible par les solvants de la matière organique.

II.4.1. Protocole

Le protocole analytique suivant décrit l'extraction, le fractionnement et l'analyse moléculaire de la fraction extractible de la matière organique (MO) à partir d'un échantillon de roche.

Chaque prélèvement a été choisi avec soin (sans surface altérée, échantillon sans contamination évidente, sans fracture …). Leur stockage dans des sachets plastiques n'a cependant pas pu être évité (on retrouve le signal de contaminants plastiques dans les chromatogrammes). Après concassage et broyage, les échantillons sont porphyrisés (grains Ø < 300 µm) pour augmenter leur surface spécifique et faciliter l'extraction de la MO. Le protocole analytique ainsi que la description du matériel utilisé sont détaillés dans la thèse de Y. Hautevelle (2005). Ayant mené mes analyses dans le même laboratoire, j'ai utilisé le même matériel et suivi exactement le même protocole. Ne seront détaillées ici que les grandes étapes du traitement.

- Extraction de la MO. L'instrument utilisé est un extracteur automatique au solvant (ASE 200 construit par Dionex). Le solvant utilisé est le dichlorométhane (DCM). Au cours d'une extraction le solvant passe à travers les cellules rincées au préalable et contenant l'échantillon de roche (entre 50 et 150 g, suivant la nature de la roche, répartis dans plusieurs cellules). Le protocole d'extraction et les paramètres sont repris de Hautevelle (2005) (tableau 2.2)

	Pression dans la cellule (bars)	Température de chauffe (°C)	Durée de l'extraction (min)	Volume de solvant de rinçage utilisé (ml)	Durée de la purge (sec)	Nombre de cycles effectués	Solvant utilisé
Lavage des cellules	100	150	1	16.5	50	1	DCM + méthanol
Extraction	100	80	5	2x8.25	200	2	DCM

Tableau 2.2. Valeurs des paramètres entrés dans les méthodes de lavage des cellules et d'extraction.

- Élimination du soufre : des copeaux de cuivre activé à l'HCl sont introduits dans les flacons de récupération afin d'éliminer le soufre élémentaire nuisant à l'analyse moléculaire.
- Évaporation des extraits sous flux d'azote et pesée

Fractionnement des extraits organiques en 3 fractions :

- une fraction aliphatique qui contient les composés les moins polaires (hydrocarbures sans noyau aromatique)
- une fraction aromatique qui contient les composés de polarité intermédiaire (hydrocarbures aromatiques et certains composés soufrés et oxygénés)
- une fraction polaire qui contient les composés fonctionnalisés de forte polarité (acides, alcools)

Ce fractionnement par chromatographie liquide sur phase solide facilite l'analyse moléculaire en réduisant les coélutions.

- Analyse moléculaire par couplage chromatographie en phase gazeuse – spectrométrie de masse (GC-MS). Chaque fraction est analysée sur un chromatographe en phase gazeuse HP 5890 série II GC couplé à un spectromètre de masse HP 5971 MS.

- Le chromatographe en phase gazeuse permet la séparation des composés et est constitué d'une colonne chromatographique DB-5 J&W Scientific d'une longueur de 60 m et d'un diamètre de 0,25 mm.

- Le spectromètre de masse permet d'identifier chaque composé. Sous l'effet d'un bombardement d'électrons, les molécules organiques sont fragmentées et séparées selon leur rapport masse/charge (m/z) par un champ électromagnétique. Les fragments, pour chaque valeur m/z, sont ensuite comptés par un détecteur.

Les analyses sont effectuées en mode ***Fullscan***, c'est-à-dire que tous les ions dont le rapport m/z est compris entre 50 et 550 sont comptés. Les données pour chaque fraction sont finalement traitées à l'aide du logiciel MSD ChemStation (Agilent) et apparaissent sous la forme de chromatogramme. Chaque pic du chromatogramme est associé à un spectre de masse représentant l'intensité de chaque ion généré par la fragmentation du composé en fonction de *m/z*. Finalement, l'allure des chromatogrammes et les spectres de masses nous permettent d'identifier certaines molécules organiques par comparaison avec celles déjà identifiées dans la littérature.

II.4.2. Biomarqueurs de la matière organique observés

Les molécules révélées dans les analyses du bassin de Paris et de l'Ile de Skye sont citées ici. Pour plus de détails concernant l'étude des biomarqueurs moléculaires, on consultera Hautevelle (2005), Brocks et Summons (2003), Killops et Killops (2005), Peters *et al.* (2005).

II.4.2.1 Les alcanes à chaîne carbonée linéaire : *i.e.* les *n*-alcanes

Les *n*-alcanes peuvent être directement synthétisés par les êtres vivants ou peuvent provenir de la diagenèse d'autres composés linéaires (acides gras ou alcools). L'étude détaillée des *n*-alcanes permet d'obtenir des informations sur la proportion relative des contributions continentales et marines. Les *n*-alcanes à chaîne longue (C34 àC35) marqués par une forte imparité sont par exemple d'origine continentale car ils sont dérivés des cires cuticulaires des plantes terrestres. A l'inverse, les *n*-alcanes à chaîne courte ont essentiellement pour origine les microorganismes marins. On peut calculer l'indice CPI (Carbon Preference Index) pour évaluer cette imparité ainsi que le rapport des *n*-alcanes à chaîne longue (origine continentale) / *n*-alcanes à chaîne courte (origine marine). Ces calculs sont détaillés dans Hautevelle (2005) et n'ont pu être utilisés que pour les échantillons de l'Ile de Skye ; ils sont donc expliqués dans le chapitre V.

II.4.2.2 Les alcanes à un ou plusieurs groupements alkyl : les *iso*-alcanes

Les *iso*-alcanes les plus étudiés sont le pristane et le phytane et sont ceux que nous avons utilisés. Ce sont des dérivés de la chaîne phytol de la chlorophylle présente dans le phytoplancton. Le rapport pristane/phytane (Pr/Ph) permet d'évaluer les conditions redox du milieu de sédimentation et est également un marqueur de maturité thermique (Pr/Ph<1 : milieu réducteur voire anoxique et Pr/Ph>1 : milieu oxydant) (Blumer, 1965 ; Volkman et Maxwell, 1986).

II.4.2.3 Les BAQCs (Branched Alkanes with Quaternary Carbons)

Les alcanes avec un ou plusieurs atomes de carbone quaternaire appelés BAQCs étaient considérés comme des molécules d'origine biologique bactérienne. Des données récentes ont montré qu'ils étaient plutôt liés à des contaminations plastiques (Grosjean and Logan, 2007). La matière organique extractible des roches carbonatées du Bassin parisien montrent une forte teneur en ces éléments. Ce qui, nous le verrons entre autres dans la partie III.3.2.6, va contribuer à étouffer le signal d'autres molécules dans les échantillons où la quantité de matière organique obtenue par extraction est déjà très faible.

II.4.2.4 Les terpénoïdes cycliques : hopanes

Les hopanoïdes sont des molécules très abondantes sur Terre. Dans les sédiments, ils sont d'origine bactérienne. Les hopanes dans les roches sédimentaires peuvent être trouvés sous plusieurs configurations moléculaires : une configuration initiale, biologique appelée ββ. Puis, au cours de la diagenèse, cette configuration biologique se réarrange en une configuration intermédiaire βα (ou morétane) puis en une configuration géologique αβ. Suivant la position de la chaîne latérale au niveau du carbone 22, les hopanes peuvent être S (pour gauche) ou R (pour droite). La proportion de ces isomères est un indice de maturité thermique.

II. 5. ECHANTILLONNAGE DES COQUILLES ET ANALYSE DES ISOTOPES STABLES

Les coquilles prélevées au niveau des deux gisements de Gudmont-Villiers (RN67 et carrière) ont été sciées : une partie a été montée en lame mince et analysée par cathodoluminescence pour évaluer le degré de modification des coquilles par la diagenèse. L'autre partie a servi au prélèvement effectué à l'aide d'une fraise (Dremel). Les lames minces ont été observées en cathodoluminescence sur un appareil à cathode froide (CITL, CL 8200 Mk4) monté sur un microscope Zeiss. Les coquilles non fluorescentes ont été prélevées et réduites à l'état de poudre (cf. planche 13). Les coquilles dans la succession carbonatée étant relativement rares, il a souvent été impossible d'obtenir plusieurs échantillons dans un même banc. Les tests échantillonnés sont ceux de brachiopodes, huîtres (genre *Ostrea* sp.) et *Trichites* sp.. Tous les échantillons provenant de coquilles de brachiopodes se sont avérés inutilisables : soit la coquille était trop fine pour pouvoir prélever, soit elles étaient diagénétisées. La matrice carbonatée entourant la coquille a également été échantillonnée de manière à évaluer l'écart/impact différentiel diagénétique entre la coquille et la matrice.

Les poudres ont ensuite été analysées suivant le protocole de Mc Crea (1950) revu et modifié selon Gajurel *et al.* (2006) dans le laboratoire CNRS Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG[2]) de Nancy. Les analyses ont été réalisées grâce à une ligne d'extraction manuelle : le CO_2 libéré par réaction avec l'acide phosphorique anhydrique sous vide à 25

[2] Responsables du laboratoire des isotopes stables : Ch. France-Lanord ; j'ai mené la plupart des extractions manuelles et les mesures par spectrométrie ont été effectuées par C. Guilmette.

°C est ensuite purifié cryogéniquement à l'aide d'azote liquide pour être finalement mis en ampoule. Nos échantillons étant composés pratiquement uniquement de calcite, le facteur de fractionnement utilisé est celui de Friedman et O'Neil (1977) *i.e.* 1,01025. Le gaz est ensuite analysé directement en flux continu en utilisant un spectromètre de masse VG 602D (Gajurel *et al*., 2006).

II.5.1. Les isotopes de l'oxygène

Les isotopes de l'oxygène de l'eau de mer sont soumis à un fractionnement isotopique. Lors de l'évaporation de l'eau de mer, la vapeur d'eau est enrichie en oxygène 16 (isotope léger). Lors de la condensation, les précipitations sont plus riches en ^{18}O. La glace des calottes polaires est alors enrichie en ^{16}O par rapport aux eaux des océans puisque les précipitations ont déjà appauvri fortement en ^{18}O les nuages qui arrivent aux pôles. Par effet de balance, lors des stades glaciaires les océans sont enrichis ^{18}O. L'estimation des variations du rapport $^{18}O/^{16}O$ ou $\delta^{18}O$ est effectuée en comparant les rapports des isotopes stables ^{18}O et ^{16}O observés dans l'échantillon à ceux d'un standard. Les standards internationaux sont le SMOW (Standard Mean Ocean Water) c'est-à-dire une eau de mer normalisée à 25°C, et, pour les carbonates, le PDB (Bélemnite de la formation Pee Dee du Crétacé de Caroline du Sud, États-Unis). Le standard interne utilisé est le NBS 19, couramment utilisé par les laboratoires d'analyse, rapporté ensuite aux valeurs en SMOW et PDB.

Dans les sédiments océaniques : la composition isotopique des carbonates synthétisés par des organismes marins varie en fonction de la température et de la composition isotopique de l'eau de mer. En effet, les coquilles sont synthétisées à partir des ions bicarbonates HCO3-, qui sont en équilibre isotopique avec l'eau de mer selon la réaction : Ca2+ + 2 HCO3- <=> CaCO3 + CO2 + H2O.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ nous intéressent particulièrement en tant que marqueurs de paléotempérature (Epstein *et al.*, 1953). La teneur en ^{18}O est inversement proportionnelle à la température. On a considéré le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer au Jurassique supérieur égal à -1 ‰ (Lécuyer et Allemand, 1999), valeur classiquement utilisée pour les calculs de paléotempératures caractéristique d'une période non glaciaire.

L'équation utilisée pour retrouver les paléotempératures est celle établie par O'Neil (1969) modifiée par Anderson et Arthur (1983).

$$\mathbf{T°C = 16 - 4{,}14 \times (\delta^{18}O_{calcite} - \delta^{18}O_{eau\ de\ mer}) + 0{,}13 \times (\delta^{18}O_{calcite} - \delta^{18}O_{eau\ de\ mer})^2}$$

$\delta^{18}O_{calcite}$: valeur isotopique mesurée sur la coquille en calcite (exprimée par rapport au PDB)

$\delta^{18}O_{eau\ de\ mer}$: valeur isotopique théorique de l'eau de mer (exprimée par rapport au SMOW)

Les résultats isotopiques en carbonates des échantillons analysés ont une erreur de ± 0,1 ‰.

II.5.2. Les isotopes du carbone

Le carbone terrestre est majoritairement constitué des isotopes stables ^{12}C (98,9% environ) et ^{13}C (1,1% environ). La variation du rapport $^{13}C/^{12}C$, selon l'objet étudié, est mesurée par le $\delta^{13}C$PDB‰. Ce paramètre représente la déviation du rapport isotopique par rapport au PDB et évolue de +5‰ pour le CO_2 dissous dans les océans à -32 ‰ pour certains végétaux terrestres (Trumbore et Druffel, 1995). Les variations des valeurs de $\delta^{13}C$ des carbonates traduisent des perturbations du cycle

du carbone, des changements de productivité sédimentaire et biologique ainsi que les variations du CO_2 atmosphérique (Bartolini *et al.*, 2003). Les isotopes des roches carbonatées sont globalement utilisés comme traceurs de changements de paléoenvironnements (Weissert et Mohr, 1996 ; Gröcke *et al.*, 2003 ; Wierzbowski (H.), 2002 et 2004) et traceurs de sources du matériel organique (marine, terrestre ou fossile). Toutefois, l'équilibre isotopique du $\delta^{13}C$ est associé au métabolisme et à l'ontogenèse des organismes. Les différences de signatures isotopiques en carbones chez différentes espèces ou mesurées sur des fossiles isolés peuvent également témoigner d'effets vitaux spécifiques à chaque espèces.

II. 6. ANALYSE ELEMENTAIRE

Des mesures élémentaires ont été effectuées pour calculer notamment les rapports Mg/Ca et Sr/Ca des coquilles prélevées dans la coupe de Gudmont-Villiers. Ces rapports peuvent apporter des informations complémentaires aux isotopes stables en termes de paléoenvironnement (Lear *et al.*, 2002, Rosales *et al.*, 2004b). La concentration des éléments a été mesurée à l'aide d'un spectromètre à émission plasma couplé à un spectromètre de masse et à de l'ablation laser au laboratoire G2R.[3]

La spectrométrie d'émission plasma couplée à la spectrométrie de masse et à de l'ablation laser (LA-ICP-MS) permet la quantification des éléments majeurs (ici Ca, Mg, Mn, Fe) et des éléments traces (par ex. Sr) (Heinrich *et al.*, 2003). Les mesures ont été effectuées sur les lames minces des coquilles ayant été analysées en isotopie stable. Les conditions d'opération sont les suivantes :

- Le laser est de type MicroLas Pro ArF à 193 nm (Guillong *et al.*, 2003). La fréquence du laser est de 5Hz avec une puissance de 10J/cm^2. Chaque tir d'ablation est précédé et suivi d'une mesure de bruit de fond durant 10 s. L'ablation dure 30 s (150 impulsions) et les diamètres des tirs effectués sont de 160, 32 et 24 µm suivant la précision de l'objet à analyser.

- L'ICP-MS est un instrument Agilent (série 7500) quadripolaire à plasma induit équipé d'une chambre de collision-réaction et de lentilles CS. Le gaz de transport de la matière est l'hélium avec une injection de 150 ml/min. Juste avant l'entrée dans la chambre à plasma, de l'argon est ajouté à l'hélium (0,8 l/min). La puissance du plasma est de 1500 W.

- Méthode d'acquisition : les éléments mesurés sont : ^{24}Mg, ^{43}Ca, ^{55}Mn, ^{56}Fe, ^{57}Fe et ^{88}Sr à 0,04s d'analyse par éléments. L'isotope ^{43}Ca est utilisé à la place de ^{40}Ca pour éviter les interférences avec ^{40}Ar. Les isotopes des éléments sont sélectionnés en fonction de leurs limites de détection par l'appareil. Des calculs permettent ensuite de retrouver l'intensité et la concentration de l'élément avec tous ses isotopes. L'ensemble des éléments est analysé en 0,24 s. La durée d'acquisition totale est de 180s. Les concentrations en Ca et Mg sont calculées à partir des courbes de calibrage réalisées avec des verres standard NIST 610, 612 614 et SM1, 2, 3, 4, dans les mêmes conditions d'analyses. Ces valeurs sont prises comme standard internes. Le verre NIST 610 est utilisé en standard externe pour calculer la concentration des autres éléments en utilisant la formule de Longerich (Longerich *et al.*, 1996).

[3] Responsables de l'appareil : J. Dubessy et M.-C. Boiron ; les mesures ont été faites par M. Leisen et Ph. Lach.

Chapitre III.

L'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur dans l'Est du bassin de Paris

(Lorraine et Champagne-Ardennes)

Les affleurements qui permettent d'observer la succession Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur sont peu nombreux dans la bordure est du Bassin parisien (Figs. 1.3 et 3.0). Les affleurements étudiés se situent dans le « Séquanien » (j7) et le Kimméridgien inférieur ou « Ptérocérien » (j8) des cartes géologiques au 1/50000 de Doulaincourt, Joinville et Commercy (cartes BRGM). A l'heure actuelle, quatre carrières exploitent les calcaires de cet intervalle, l'une à Gudmont-Villiers, une autre à Vignory (52) et les deux autres près de Void-Vacon (54). Un affleurement continu de bord de route est accessible sur la RN67 à proximité de la commune de Gudmont-Villiers (52). Deux puits de 500 m creusés sur les lieux du laboratoire souterrain de l'ANDRA à Bure (55) ont permis d'étudier plus de matériel fossile qu'un forage classique.

Les coupes de Gudmont ont déjà été étudiées d'un point de vue sédimentologique par Vincent (2001), Carpentier (2004), Brigaud (2006) et la carrière de Void-Vacon Eurovia par Carpentier (2004). Le matériel issu du creusement des puits de Bure a fait l'objet d'une étude approfondie dans Lathuilière *et al.* (2006). Les coupes de Vignory et Void-Vacon-Chardot sont décrites pour la première fois.

Les deux coupes complémentaires de Gudmont-Villiers ont été choisies comme coupes de référence car elles recouvrent la totalité des formations de l'intervalle Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur. Ce sont donc les faciès rencontrés sur cette coupe qui serviront de base de comparaison.

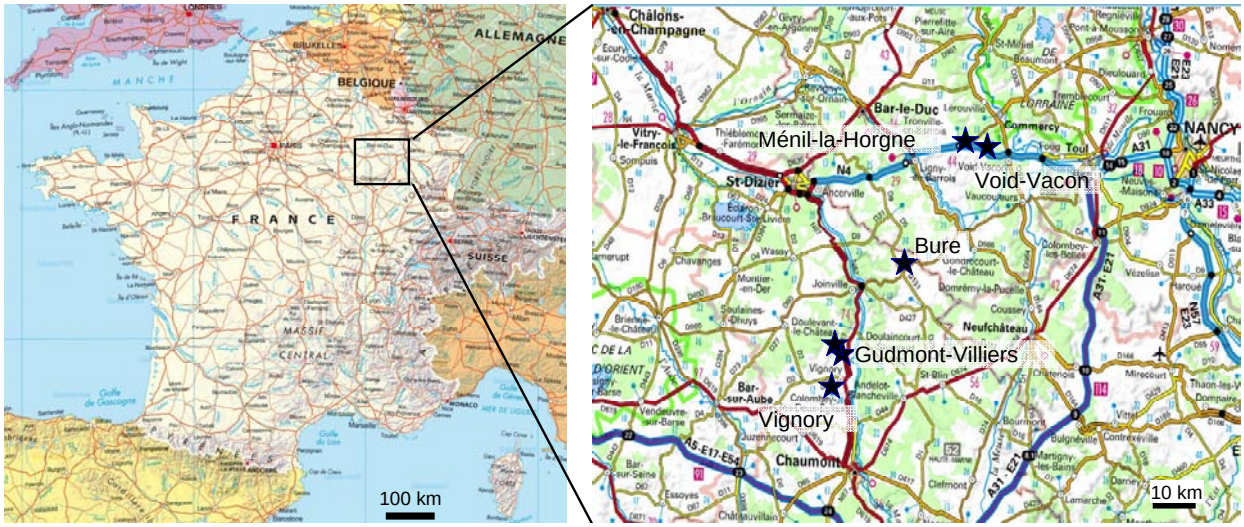


Figure 3.0. Situation géographique des coupes de l'Est du bassin de Paris (coordonnées UTM : cf. 1.3).

III. 1. LES COUPES DE GUDMONT-VILLIERS

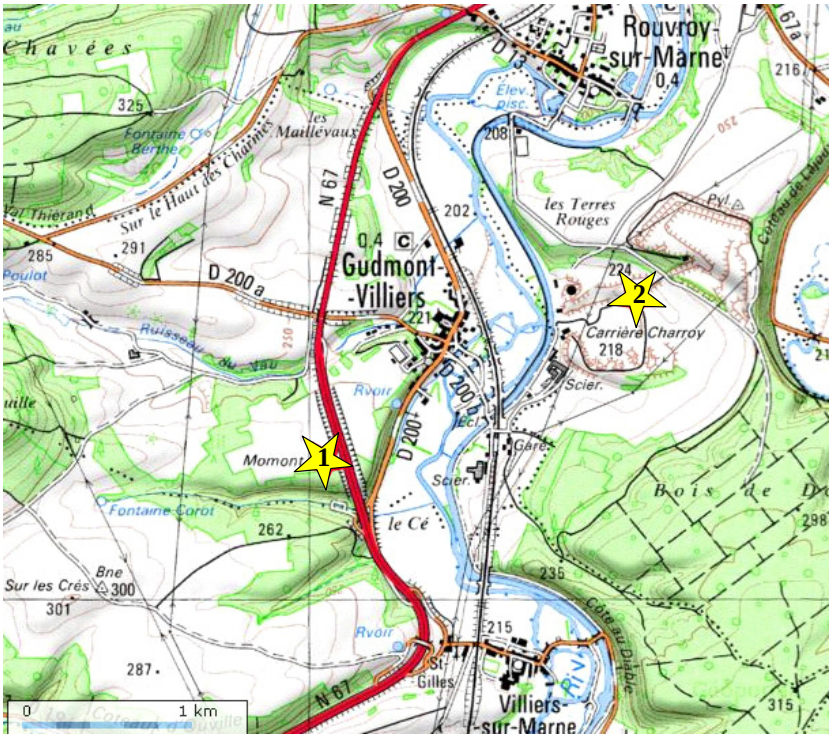


Figure 3.1. Situation géographique des coupes de Gudmont-Villiers : 1. bordure de la RN67 ; 2. Carrière Cemex.

Deux affleurements sont accessibles à 1,5 km de distance (Fig. 3.1) : l'un au bord de la RN67 où se succèdent les formations des Calcaires à serpules de Gudmont jusqu'à la partie supérieure des Calcaires à astartes ; l'autre en carrière, exploitée par la société Cemex et plus proche du bourg de Villiers. Les coupes se complètent : le haut de la carrière permet d'avoir accès aux formations des Calcaires Rocailleux et Marnes à exogyres ; la base de la carrière étant par ailleurs très peu accessible (front de taille trop élevé et absence de rampe pour un prélèvement régulier). L'étude qui suit est basée sur une coupe synthétique (figure 3.2, raccord matérialisé par un rectangle gris). Les 2 coupes sont illustrées séparément en annexe 2.

Vincent (2001), Carpentier (2004) et Brigaud (2006 ; Brigaud *et al*., 2008) ont levé ces coupes et proposé une succession d'environnements de dépôts, qui seront réinterprétés ici. Le cadre séquentiel est repris de Carpentier (2004) et leur définition basée sur des observations sédimentologiques est précisée dans le paragraphe 'Sedimentology' de l'article Lefort *et al.* en préparation en annexe 1. La démarche employée avait pour objectif de décrire la coupe de Gudmont-Villiers le plus précisément possible par une approche multidisciplinaire. Elle consiste en une observation des faciès sédimentologiques, complémentaire à celle des auteurs cités précédemment, associée à une étude des macrofossiles, puis des microfossiles en lame mince avec une haute résolution stratigraphique. Une analyse des isotopes stables de l'O et du C a été menée sur des coquilles prélevées ainsi qu'une quantification des éléments majeurs et traces. Enfin les palynomorphes ont été observés dans une quinzaine d'échantillons et la matière organique soluble a été extraite et analysée. Les résultats présentés dans le paragraphe qui suit seront interprétés dans la discussion du chapitre III.1.2.

III.1.1. Résultats

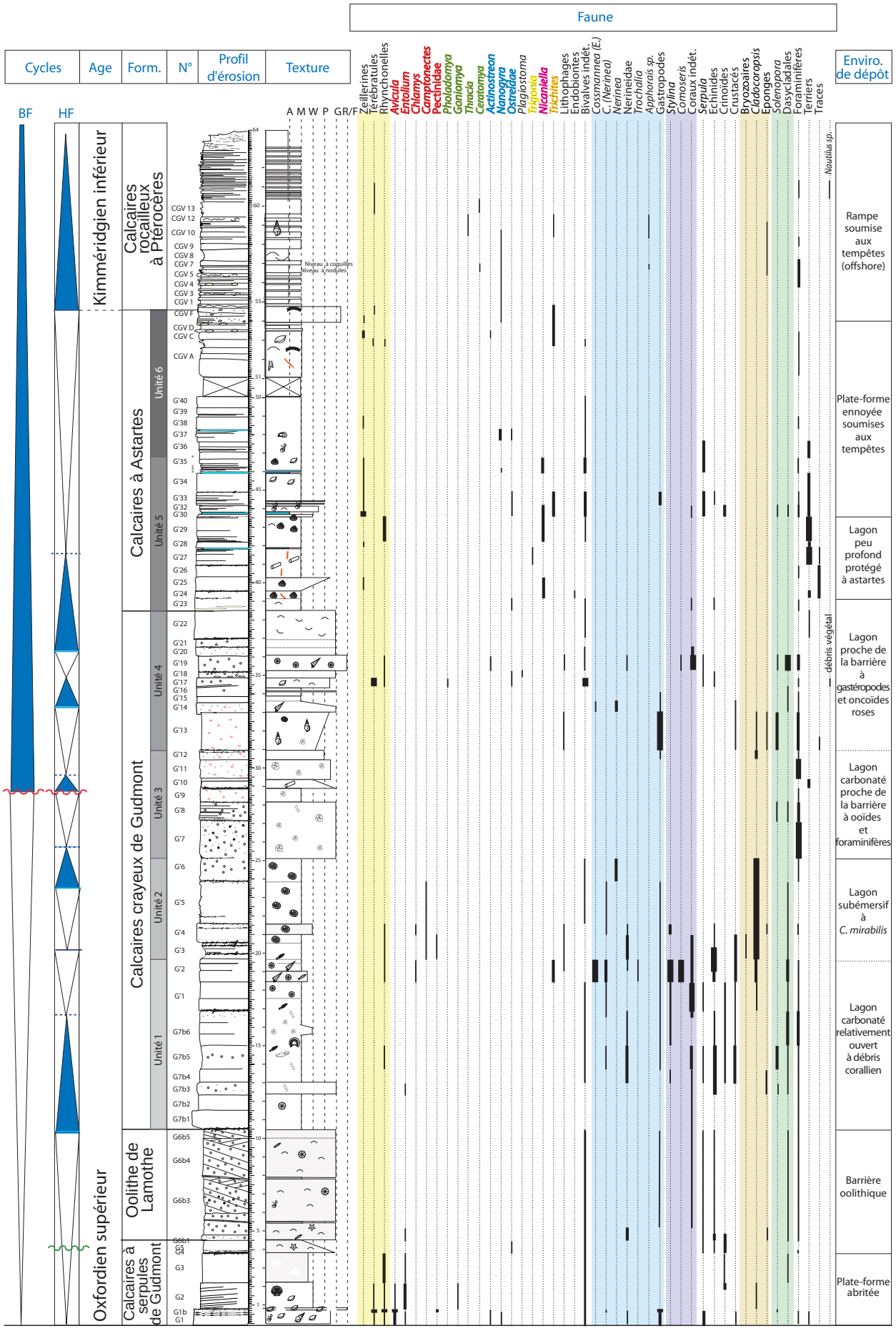
La série carbonatée est découpée en 6 formations (Fig. 1.8 du chapitre I) :

- Calcaires à serpules de Gudmont : **CSG**
- Oolithe de Lamothe : **OOL**
- Calcaires crayeux de Gudmont : **CCG**
- Calcaires à astartes : **CA**
- Calcaires rocailleux à Ptérocères : **CRP**

Les cycles transgression-régression sont détaillés dans la thèse Carpentier (2004) ainsi que dans la publication du paragraphe III.1.1.3 soumise à Facies en juillet 2010.

Les brachiopodes font l'objet d'une étude plus approfondie que les autres macrofossiles. En effet, les brachiopodes sont relativement nombreux et bien préservés au sein de la coupe de Gudmont-Villiers (et dans les autres coupes), et représentent un des seuls outils biostratigraphiques disponibles dans la série carbonatée étudiée. Leur présence est signalée dans la description ci-dessous car elle est nécessaire dans l'interprétation paléoenvironnementale, mais leur détermination précise et leur potentiel biostratigraphique seront développés dans le paragraphe III.4.1.

Figure 3.2. Coupe synthétique de Gudmont-Villiers : description lithologique, faunistique et interprétation séquentielle des environnements de dépôts (cycles BF : basse fréquence, HF : haute fréquence).


Faune
Cycles
Age
Form.
N°
Profil d'érosion
Texture
Enviro. de dépôt
BF
HF
A M W P GR/F
Kimméridgien inférieur
Oxfordien supérieur
Calcaires rocailleux à Ptérocères
Calcaires à Astartes
Calcaires crayeux de Gudmont
Oolithe de Lamothe
Calcaires à serpules de Gudmont
Unité 6
Unité 5
Unité 4
Unité 3
Unité 2
Unité 1
Niveau à coquilles
Niveau à nodules
débris végétal
Zeillerines
Térébratules
Rhynchonelles
Avicula
Entolium
Chlamys
Camptonectes
Pectinidae
Pholadomya
Goniomya
Thracia
Ceratomya
Actinostreon
Nanogyra
Ostreidae
Plagiostoma
Trigonia
Nicaniella
Trichites
Lithophages
Endobiontes
Bivalves indét.
Cossmannea (E.)
C. (Nerinea)
Nerinea
Nerineidae
Trochalia
Apphorais sp.
Gastropodes
Stylina
Comoseris
Coraux indét.
Serpula
Echinides
Crinoides
Crustacés
Bryozoaires
Cladocoropsis
Eponges
Solenopora
Dasycladales
Foraminifères
Terriers
Traces
Nautilus sp.
Rampe soumise aux tempêtes (offshore)
Plate-forme ennoyée soumises aux tempêtes
Lagon peu profond protégé à astartes
Lagon proche de la barrière à gastéropodes et oncoïdes roses
Lagon carbonaté proche de la barrière à ooïdes et foraminifères
Lagon subémersif à C. mirabilis
Lagon carbonaté relativement ouvert à débris corallien
Barrière oolithique
Plate-forme abritée

III.1.1.1 Distribution des fossiles et données sédimentologiques

Les niveaux les plus riches en macrofossiles de la coupe sont situés à la base des Calcaires crayeux de Gudmont ainsi que dans certains niveaux des Calcaires rocailleux à Ptérocères. La coupe est décrite ci-dessous et chaque unité a fait l'objet d'une interprétation paléoenvironnementale.

● Les 4,50 premiers mètres de la coupe représentent la formation des **Calcaires à serpules de Gudmont**. Le faciès à l'œil nu semble être un mudstone grumeleux ou un grainstone dont on devine à peine les grains. La roche est jaunâtre à tendance parfois légèrement argileuse. Un banc de type floatstone à brachiopodes et à galets remaniés est remarquable (G1b). Les stylolites sont très rapprochés dans les bancs de base. Le banc G2 est marqué par des stratifications entrecroisées dont les foresets sont pentés vers le NE. Le microfaciès est plutôt grossier : micrograinstone à péloïdes et passages wackestone/packstone. D'un micrograinstone à la base, on passe à des bancs micritiques contenant de plus en plus d'ooïdes vers le sommet.

La faune est benthique, avec une majorité d'organismes suspensivores et épibenthiques (sauf les crustacés). Les coraux et les terriers sont absents. Les bivalves sont relativement variés : Ostreidae (*Actinostreon cf gregareum*, *Ostrea*), *Goniomya*, et petits bivalves indéterminés. Un bivalve inéquivalve ornementé de côtes rayonnantes primaires et secondaires avec une oreillette postérieure (Pl. 2) très développée appartient à la famille des Aviculidae. Les individus correspondent exactement à ce que De Loriol, Royer et Tombeck (1872) nomment *Avicula gessneri* THURMANN appelée auparavant *Avicula opis* par d'Orbigny et qui retrouvera ce nom dans Cottreau (1932). Le lit G1B est très riche en brachiopodes. L'association est peu diversifiée : les rhynchonelles y sont principalement représentées par l'espèce *Septaliphoria pinguis* et les térébratules par *Postepithyris cincta*. De nombreux spécimens sont brisés, des valves sont parfois isolées dans la matrice micritique, ils sont disposés sans logique de position de vie et peuvent être déformés (comprimés).

Les foraminifères benthiques sont abondants, surtout représentés par le petit benthos (petits agglutinés, TVT, *Haplophragmoides…*). Ce premier pic de diversité micropaléontologique est indiqué sur la figure 3.3. C'est dans ces niveaux que les foraminifères calcitiques (hyalins, porcelanés et microgranulaires) sont les plus variés : *Lenticulina*, Nodosaridae, *Hungarillina pedunculata*, *Labalina*, *Paalzowella*, *Spirillina*, *Troglotella incrustans*. Les formes endobiontes (Textulariidae, *Labalina, etc.*) sont plus abondantes que les formes épibiontes (*Nautiloculina, Glomospira, etc.*). Les lames sont relativement riches en débris d'échinodermes avec une abondance remarquable en ophiurides. Les algues sont représentées par quelques débris de dasycladales.

● Le passage à l'unité suivante est nettement visible. La texture de la roche calcaire devient exclusivement packstone/grainstone. Cette unité correspond à la formation de l'**Oolithe de Lamothe**. Elle mesure 5,50 m d'épaisseur et est marquée par des stratifications obliques tabulaires dont les raccords basaux sont tangentiels. Les bancs stratifiés « se perdent » latéralement. Les bancs oolithiques sont séparés tantôt par des lentilles micritiques ou par des surfaces mamelonnées de rides (entre G2 et G3). Des lentilles micritiques obliques très peu épaisses permettent de délimiter les bancs. Des niveaux fins et micritiques apparaissent et disparaissent. On observe des cycles de

granoclassement croissant et décroissant sur quelques dizaines de centimètres. L'Oolithe de Lamothe est ici caractérisée par une faune peu diversifiée et majoritairement par des éléments remaniés (fragments de coraux, bivalves et gastropodes encroûtés ou usés, articles de crinoïdes). L'éponge *Cladocoropsis mirabilis* est visible sous forme de débris. Les foraminifères les plus abondants sont des Lituolidae (*Alveosepta* et *Everticyclammina*). Endobiontes, épibiontes et microencroûtants se retrouvent dans les mêmes proportions. Les dasycladales sont également bien représentées (*Salpingoporella annulata*, fig.5 Pl. 4).

● Un joint stylolitique sépare les calcaires oolithiques d'un mudstone compact plus ou moins crayeux, à bioclastes et lithoclastes et parfois péloïdal. Il s'agit des **Calcaires crayeux de Gudmont dont l'unité 1** s'étend de 10,5 à 20 m. A l'intérieur de cette unité, les limites de bancs sont marquées par des stylolites très marqués. De nombreux groupes fossiles sont représentés. On trouve encore une majorité d'organismes épibiontes et suspensivores. Les coraux sont relativement abondants, surtout les formes plocoïdes en dôme ou rameuses: *Stylina echinulata, Pseudocoenia sp.,* mais aussi *Comoseris meandrinoides, C. minima, Heliocoenia sp.* On note la présence de stromatopores (*Disparistromaria oxfordica*) ainsi que de l'éponge *Cladocoropsis mirabilis*. Les Nerineidae sont abondantes (*Eunerinea, Cossmannea, Trochalia).* On y trouve également quelques brachiopodes. Des bivalves lithophages sont retrouvés dans les coraux et les spongiaires ainsi que des encroûtements de bryozoaires sur les coquilles de bivalves. On peut noter la présence de *Solenopora jurassica.* Le banc G7b5 représente un pic de diversité en microfossiles. Ils sont représentés par de nombreux foraminifères agglutinants, complexes ou non. Les foraminifères calcitiques sont moins nombreux. Les algues dasycladales, les microencroûtants *Thaumatoporella, Bacinella, Lithocodium aggreggatum* et la cyanobactérie *Cayeuxia* sont très abondants.

● Entre 20 et 25 m (unité 2 des **Calcaires crayeux de Gudmont**), les bancs deviennent de plus en plus riches en *C. mirabilis* et s'appauvrissent en autres organismes. Les petites éponges atteignent leur concentration maximum dans le banc G'5 (d'une vingtaine sur 100 cm^2). On note la présence de Stromatopores, de Chaetetidae (G'4) du genre *Pseudochaetetes* ainsi que de quelques coraux plocoïdes. Le calcaire à texture micritique grumeleuse se délite en plaquette. Le dernier banc de l'unité (G'6) est finement oolithique. Les éléments sont des bioclastes, lithoclastes, quelques Nérinées et foraminifères (surtout des Lituolidae). On note la présence d'une association de Pectinidae unique dans la coupe : *Camptonectes, Chlamys* et *Entolium* et d'autres Pectinidae non identifiés. Des bryozoaires encroûtent certains bivalves et on peut observer des microbialites. Les objets fossiles sont épars dans la matrice micritique, gastropodes et bivalves sont souvent entiers mais impossible à extraire de la gangue calcaire. Les Nérinées sont souvent recristallisées. Les oncoïdes sont encroutés par des microbialites mais également par l'association *Bacinella/Lithocodium*.

● L'unité 3 des **Calcaires crayeux de Gudmont** est caractérisée par un faciès crayeux et blanc composé d'oomicrite-oo/oncosparitique ou de pelmicrite. Alors que les macrofossiles sont absents, cette succession se révèle très riche en foraminifères. Les microbioclastes de spongiaires et échinodermes sont en nombre réduit. Le pic maximal de microbiodiversité de la coupe se trouve dans

les bancs G'7 et G'8. Les bancs s'avèrent très riches en foraminifères porcelanés Miliolidae (du genre *Labalina*) et en Textularidae (petits agglutinés bi- ou trisériés, *Textularia*, TVT[4]), c'est-à-dire en petit benthos, avec une interruption pour les bancs G'9 et G'10. Ces derniers sont marqués par la présence de birds-eyes ainsi que de terriers au sommet de G'10. Le banc G'9 est caractérisé par la présence à son sommet de structures qui ressemblent à des rhizoïdes. En lame, les petits cercles ou les formes digitées sparitiques suggèrent les structures racinaires d'un paléosol (Pl. 3) mais aucun ciment vadose n'est observé. En revanche les lames présentent des structures microbialitiques. A partir de 28 m (G'9) et jusque 33,5 m (G'14), la roche est parsemée d'oncoïdes rosâtres.

- L'unité 4 des **CCG** a également un faciès crayeux de type grainstone/packstone à ooïdes ou à oncolithes roses voire un micrograinstone. Des lentilles de grainstone pluridécimétriques entourées de micrite sont interprétées comme des chenaux. On retrouve quelques macrofossiles (Ostreidae et gastropodes) mais la diversité en microfossiles s'appauvrit. Les brachiopodes sont uniquement des rhynchonelles du genre *Septaliphoria*. Les lithoclastes microbiens de couleur rose sont très abondants et éparpillés et on retrouve quelques *C. mirabilis*. Cette unité est riche en algues (dasycladales et solénopores) avec des concentrations importantes dans certains niveaux (G'13). Les foraminifères sont moins variés et moins abondants que dans l'unité 3, avec une prédominance des Lituolidae. Des épisodes de remaniements intenses et des dépôts de *washover* (G'19) permettent d'observer quelques coraux (*Montlivaltidae sp., Kobyastraea sp.*) perforés par des lithophages. Un débris végétal fibreux a été retrouvé dans le banc G'17.

La succession suivante est marquée par une diminution nette de la diversité biologique. La roche micritique est caractérisée par une texture mudstone avec des passées wackestone. Le contenu faunistique ressemble en partie à celui du sommet des CCG. Deux unités sont différentiables au sein de cette succession à dominante mudstone qui représente la formation des **Calcaires à astartes.**

- Une première unité (appelée unité 5) entre 38 et 42 m est un mudstone très pauvre en fossiles. L'essentiel des bivalves sont endobiontes ou hémiendobiontes (*Trichites, Trigonia*), la plupart du temps les charnières ne sont pas visibles. De nombreux petits bivalves (Pl. 2) appartenant au genre *Nicaniella* avec la présence des deux sous-genres *Nicaniella* et *Trautscholdia* indiquent le début de la formation des Calcaires à astartes. Ces Astartinae sont signalées dans les travaux antérieurs en tant qu'*Astarte supracorallina* (carte BRGM par ex). Des *Protocardia* de petite taille et *Corbulomima* sont présents ainsi que des hétérodontes finement côtelés rapportés à l'espèce *Linearia valfinensis* (Loriol 1888) d'après W. Werner. Cette espèce fut rarement (ou jamais ?) figurée depuis de Loriol. De petites *Trigonia* accompagnent souvent cette association. Ces bivalves sont généralement retrouvés en petits groupes sur le toît d'un banc c'est-à-dire sur une surface plane. *Nicaniella, Protocardia* et *Trigonia* sont endobiontes superficiels et suspensivores. Ils sont bien conservés mais difficiles à extraire de la gangue micritique, et en position de vie. Aucun Pectinidae n'a été observé dans la partie supérieure des CCG et dans les Calcaires à astartes. On note également l'absence de dépositivores généralement nombreux dans les substrats à grain fin (Oschmann, 1991 p.384). On ne trouve plus d'éponges ni de coraux. Les terriers sont de taille et d'orientation variables horizontaux, verticaux ou obliques : de

[4] T.V.T. pour Trochamminidae-Verneuilinidae-Textulariidae (Wernli 1971 ; Meyer 2000)

type *Planolites, Chondrites* ou *Thalassinoides* avec un niveau à *Rhizocorallium* remarquable (G'28, Pl. 3). Les perforations de type *Gastrochaenolites* sont également visibles dans de rares niveaux (G'22). Les bioturbations et des passages fortement remaniés sont fréquents. Les brachiopodes sont représentés par les espèces *Lotharingella matronensis*, *Zeillerina* cf. *lorioli* et *Z. astartina*. Les seuls foraminifères abondants appartiennent aux genres *Lenticulina* et *Epistomina*. Des intraclastes particuliers ont été observés dans les niveaux du sommet des CA : cailloux noirs, galets mous, galets lités… Des lentilles bio- et litho-clastiques ou biosparitiques peuvent parfois être relativement épaisses dans un faciès globalement micritique. Les terriers sont parfois remplis de matériel granulaire grossier (G'34). Des radiolaires ont été observés en lame dans les bancs G'33 et G'35.

- La seconde unité des Calcaires à astartes (unité 6) s'étend entre 47 et 53 m et est dénuée de fossiles. La partie sommitale des CA du bord de la RN67 est complètement azoïque sur plusieurs mètres. L'estimation de la lacune d'observation entre l'affleurement de bord de route et la carrière est évaluée à à peine 1 m. On retrouve les bancs azoïques au niveau du front supérieur de la carrière. Les bancs sont peu à peu marqués par la présence d'ooïdes et de coquilles de brachiopodes et bivalves. Des niveaux à nodules sont repérables. Un niveau lenticulaire au sommet du banc G'37 présente des coquilles d'Ostreidae et quelques foraminifères (Lituolidae).

Les derniers niveaux de la formation sont caractérisés par une texture grainstone où les grains qui donnent un aspect sableux à la roche altérée sont ferrugineux et verdâtres. L'observation en lame mince confirme la présence de glauconie. Une analyse élémentaire par ICP-MS de ces grains montre la dominance de Fe.

Ce niveau glauconieux marque traditionnellement la limite entre les Calcaires à astartes et les Calcaires rocailleux à Ptérocères.

- Enfin l'unité suivante correspond à la formation des **Calcaires rocailleux à Ptérocères**. Ils sont marqués à la base par la présence de plusieurs niveaux lumachelliques ou de niveaux à nodules. La texture est majoritairement mudstone et alterne avec des bancs packstone ou grainstone à bioclastes et à encroûtements (CGV14). Cette formation est caractérisée par la présence de gastropodes, les « Ptérocères », désormais appelés *Aporrhais sp*. Les brachiopodes sont relativement diversifiés (*Z.* cf *lorioli, T.* cf *suprajurensis, Z. humeralis*). Les bivalves sont surtout représentés par des Ostreidae (*Nanogyra virgula, Ostrea, Actinostreon*) ainsi que par *Trichites* et *Thracia* qui sont respectivement hémi-endobionte et fouisseur profond suspensivore. Les algues et les éponges sont ponctuellement présentes. La microfaune se limite au genre *Lenticulina* avec quelques bancs qui contiennent des Lituolidae, des Nubeculariidae ou Nodosariidae. Par rapport aux formations précédentes, la diversité microscopique rappelle le sommet des Calcaires à astartes.

III.1.1.2 Distribution des microfossiles (cf article en annexe 1)

La distribution des microfossiles, foraminifères benthiques et algues en particulier, ont fait l'objet d'une étude approfondie dont les résultats ont été soumis à la revue *Facies* en juillet 2010 et acceptés en septembre 2010. La publication est donc en cours de révision. L'essentiel des résultats est résumé dans ce paragraphe pour la complétude de l'analyse paléoenvironnementale globale sur la coupe de Gudmont (Figure 3.3).

Une analyse de la diversité des microfossiles à l'aide de deux indices de diversité, indice de Shannon et indice de Hill, a été menée. La diversité diminue globalement de la base vers le sommet de la coupe, mais 4 pics de diversité peuvent néanmoins être reconnus (bancs G1, G6b2, G7b5 et G'7-8). Les Calcaires crayeux de Gudmont sont la formation la plus riche et comportant la plus grande diversité taxinomique (jusqu'à 13 genres différents dans un banc), au contraire des Calcaires à astartes qui sont dès les premiers mètres très pauvres en microfossiles. Seules les lenticulines (Nodosariidae), réputées pour être des foraminifères calcitiques opportunistes (Reolid, 2008) et supportant des grandes variations de salinité, quantité de nutriments et température, restent présentes. Une étude statistique (analyse factorielle des correspondances ou AFC, suivie d'une classification hiérarchique et d'une analyse discriminante) démontre la présence d'associations itératives le long de la coupe. Elles sont corrélées aux fluctuations du niveau marin relatif alors que le cadre séquentiel a été construit indépendamment de l'observation des microfossiles. Trois assemblages de microfossiles sont remarquables :

- une association regroupant les foraminifères agglutinants et calcitiques de petites tailles (Textulariidae, Miliolidae, Nodosariidae, TVT). Elle est présente dans la plupart des niveaux mais prédomine largement dans les niveaux encadrant les hauts niveaux marins relatifs.

- une association est représentée par les grands foraminifères agglutinants à structures internes complexes (Lituolidae) typiques des plates-formes jurassiques. Ils prédominent lors des périodes de bas niveaux marins relatifs.

- une troisième association est caractérisée par la présence de microencroûtants (*L. aggregatum* , *B. incrustans T. incrustans*), et d'algues (dasycladales et *C. piae*). Elle est remarquable dans les niveaux où des substrats permettent l'encroûtement : ooïdes, coraux, spongiaires.

On remarque que la distribution des taxons et la diminution de la biodiversité est étroitement liée à la fermeture de l'environnement lagonaire. Les pics de diversité et la présence du petit benthos sont observés généralement dans les dépôts de haut niveau marin relatif, alors que les niveaux riches en Lituolidae encadrent les maxima de régression. La distribution des associations écologiques de microfossiles suggèrent que les variations du niveau marin influence les communautés du lagon. L'ouverture ou la fermeture du lagon joue forcément un rôle dans l'oxygénation du milieu, facteur essentiel dans l'évolution des communautés microscopiques.

L'article en annexe démontre que la microfaune reflètent non seulement la nature de l'eau (chimisme, température, salinité etc.) mais également indirectement les variations bathymétriques d'environnements de plate-forme peu profonde ainsi que les variations climatiques liées aux épisodes régressifs-transgressifs.

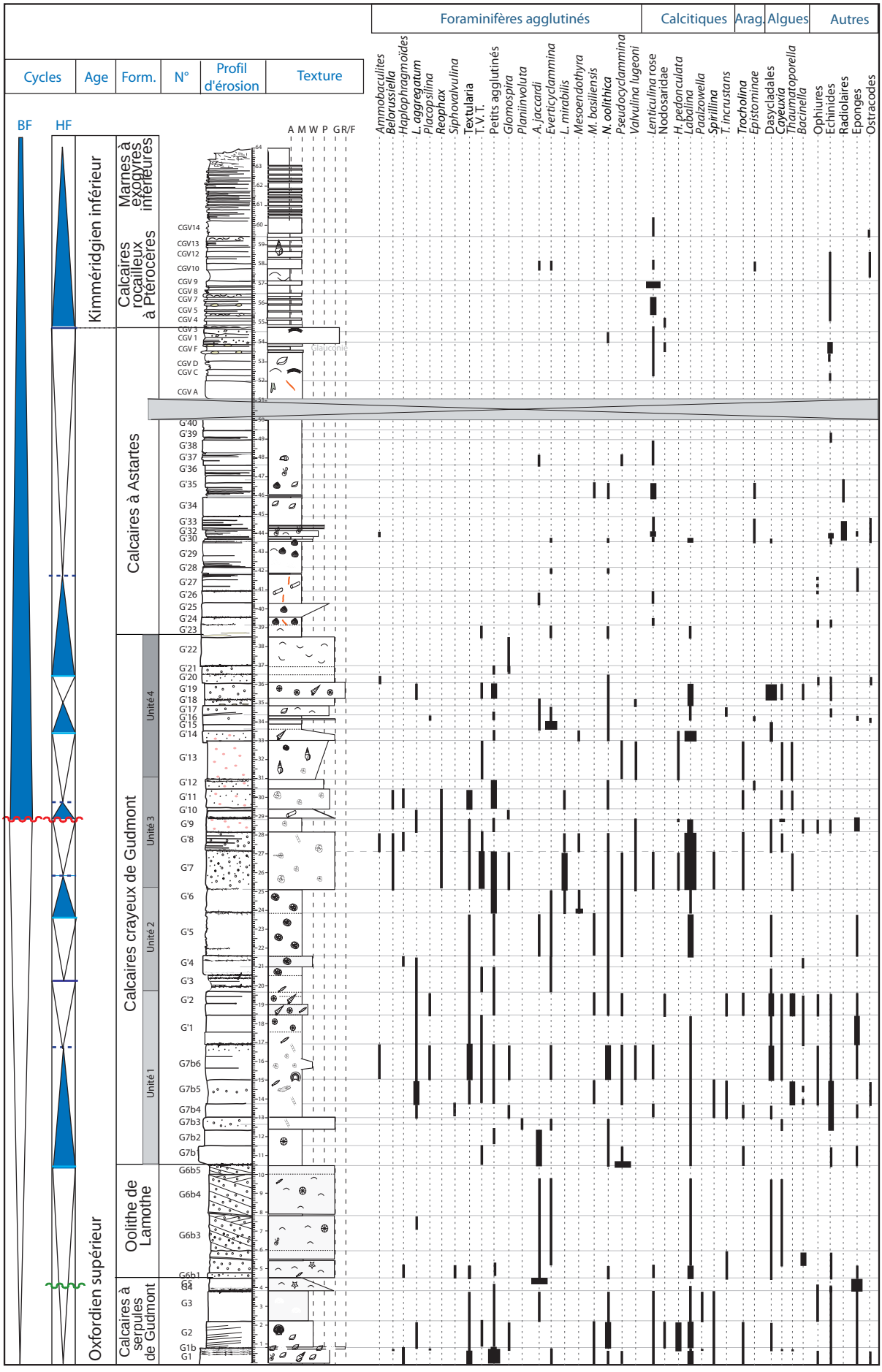


Figure 3.3. Coupe synthétique de Gudmont-Villiers : distribution de la microfaune et courbes de diversité

III.1.1.3 Nanofossiles

Six échantillons (G6, G'11, G'13, G'23, G'26, G'34) ont été analysés au MEB afin de rechercher des nanofossiles. Aucun nanofossile n'est clairement visible (Pl. 6). La taille des grains est variable : de quelques µm à quelques dizaines de µm. La plupart des grains sont plus ou moins anguleux mais certains à forme cristalline lamellaire sont visibles. La forme cristalline rhomboédrique de la calcite est plus ou moins nette. On remarque quelques agrégats de grains. C'est calcaire cryptocristallin à isoclastes à contours diffus avec une structure moyennement compacte. De type I ou IV selon Humbert (1976).

Les échantillons[5] de roche observés au microscope dans la série de Bure (Bonnemaison *in* Lathuilière *et al.*, 2006) montrent que la nanoflore est très peu abondante et très peu diversifiée. Seuls quelques *Watznaueria* ont été observé et ce coccolithophoridae est présent dans le Mésozoïque à partir du Toarcien.

Les traces d'organismes nanofossiles sont donc difficiles à observer. Cette absence est-elle liée à la rareté de nano-organismes dans les milieux de vie ? ou est-ce qu'une explication taphonomique est envisageable ?

Il est difficile d'imaginer qu'aucun nano-organisme n'ait vécu dans les eaux de la mer épicontinentale qui couvre la zone d'étude. D'autant plus que des nanofossiles calcaires ont été observés dans des faciès carbonatés pour le même intervalle de temps (limite O/K) par Pittet et Mattioli (2002) dans le Sud de l'Allemagne ainsi que dans des faciès similaires par exemple en Arabie saoudite (Giraud, 2009).

III.1.1.4 Palynomorphes et matière organique particulaire

Malgré de nombreux échantillons traités en vue d'extraire les palynomorphes (plus de 20 échantillons entre les Calcaires à serpules de Gudmont et le sommet des Calcaires à astartes), et nécessitant de délicates manipulations, les résidus présentent un palynofaciès pauvre en palynomorphes. En figure 3.4, les échantillons traités ainsi que les formes de matière organique particulaire fossiles observées. Globalement, les résidus ont révélé un palynofaciès très peu diversifié.

III.1.1.4.1 Les palynomorphes

Les palynomorphes largement dominants dans les lames montées entre 0 à 29 m sont les acritarches. Ces acritarches sont épineux ou lisses, avec une prédominance des éléments lisses (Pl. 9). Les rares dinoflagellés sont représentés par les genres *Echarisphaeridia* et *Cribroperidinium*. Parmi les spores et pollens on trouve principalement les taxons *Cyathidites*, *Sphaeripollenites* ainsi que quelques fragments de bisaccates.

L'échantillon G'19 (36 m) est le plus riche et le plus diversifié de toute la colonne : on y trouve un assemblage composé de 4-5 % de Dinoflagellés, 65% de Sporomorphes et 30% d'acritarches et de

[5] Cinq échantillons dans l'intervalle Calcaires crayeux de Gudmont-Marnes à exogyres inférieures

Foraminifères. Les dinoflagellés sont représentés par *Chytroeisphaeridia*, *Echarisphaeridia*, *Gonyaulacysta*, *Endoscrinium*, *Tubotuberella* et *Cribroperidinium*. Les spores et pollens les plus abondants sont sans doute les *Classopollis* qui représentent plus de la moitié des spores-pollen, puis les bisaccates, *Cyathidites*. Les autres spores sont anecdotiques.

III.1.1.4.2 Les phytoclastes

Les éléments les plus abondants sont les fragments de matière organique amorphe ainsi que les phytoclastes. La matière organique amorphe est observée tout le long de la succession mais son origine reste mal déterminée : matière organique déjà dégradée ou formée *in situ*, d'origine continentale ou marine etc. Les phytoclastes sont des éléments allochtones d'origine continentale et sont des débris de plantes supérieures (dégradés ou non) ou des fragments de pollen et de spores (Steffen, 1993). Des comptages ont été effectués par V. Huault et moi-même dans 15 échantillons. Les phytoclastes sont de 4 types différents (ou palynomacéraux) selon Whitaker (1984) (Tabl. 3.1).

	Couleur des fragments	Structure	Origine	Remarque
Palynomacéral 1	brun-orange translucide	non visible	débris de plantes faiblement oxydés	appelés 'vitrinite'
Palynomacéral 2	brun-orange translucide	cellulaire visible	débris de plantes partiellement oxydés	
Palynomacéral 3	jaune	cellulaire visible	débris de feuilles de plantes	appelés 'cutinite'
Palynomacéral 4	noir opaque	non visible	débris de plantes complètement oxydés (carbonisés)	appelés 'inertinite'

Tableau 3.1. Classification et brève description des différents types de palynomacéraux d'après Whitaker (1984) et Steffen (1993).

Tous les phytoclastes présents dans les échantillons sont de type palynomacéral 4. Parmi ces débris noirs opaques qui sont considérés comme le palynomacéral le plus résistant, mais à la flottabilité la plus faible, trois formes sont différenciées :

- des fragments équidimensionnels anguleux,
- des fragments équidimensionnels arrondis,
- des fragments en aiguilles ou en lame.

La forme des fragments (ou habitus) en aiguilles facilite leur transport, ils flottent plus facilement que les fragments équidimensionnels. Pour une taille et une nature semblables, les fragments en aiguilles ont une flottabilité supérieure à des grains équidimensionnels. Bien que les palynomacéraux 4 possèdent une faible flottabilité par rapport aux autres palynomacéraux, l'habitus des particules est un paramètre plus important que le poids spécifiques qui définit normalement la flottabilité (Steffen, 1993). De plus comme ces phytoclastes sont très résistants, ils peuvent être transportés plus longtemps avant d'être dégradés et ainsi se retrouver dans des proportions relatives importantes.

Après balayage des lames, il semble que les phytoclastes PM4 n'ont pas une taille homogène suivant les échantillons. Les trois catégories définies par la forme ont été subdivisées en 2 sous-catégories : inférieure à 20 µm et supérieure à 20 µm. Dans les sédiments actuels et fossiles, une diminution de la taille des phytoclastes est observée des dépôts proximaux vers les plus distaux (e.g. Cross *et al.*, 1966).

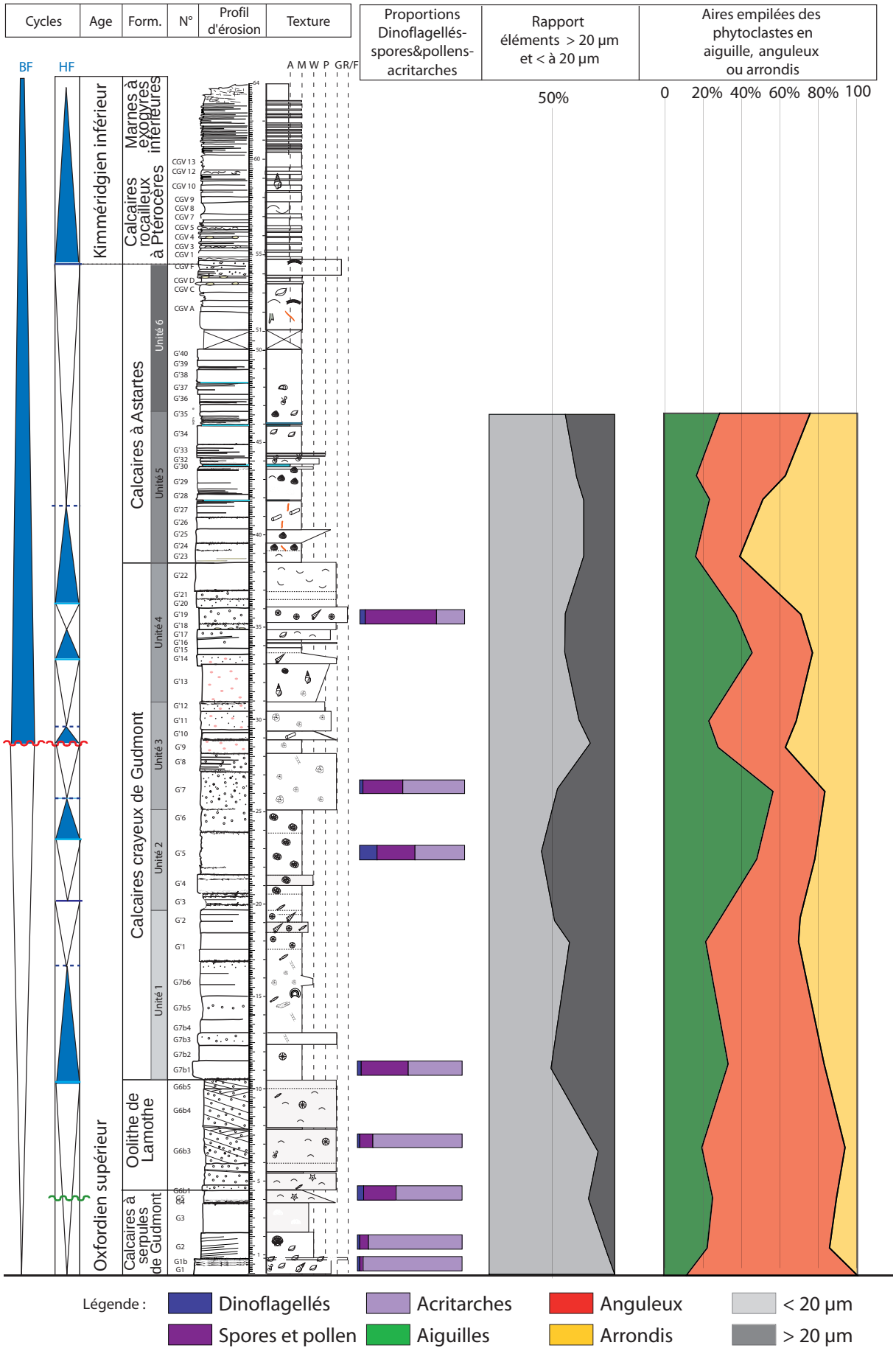
Par conséquent, cette différenciation en 6 catégories est intéressante puisqu'elle peut permettre d'évaluer la distalité par rapport aux terres émergées. La figure 3.4 présente les pourcentages relatifs

des phytoclastes en fonction de leur habitus, de leur taille (supérieure ou inférieure à 20 µm) ainsi que la composition en dinoflagellés-spores & pollens-acritarches.

III.1.1.4.3 Description des résultats

1. Les barres représentant les proportions en dinoflagellés-spores & pollens-acritarches indiquent clairement une diminution de la proportion des acritarches le long de la coupe, au profit des spores et pollens. La proportion des dinoflagellés reste très faible.
2. Les aires empilées à 100 % des proportions en éléments > ou < à 20 µm indiquent que les échantillons sont globalement dominés par les PM4<20 µm. Les courbes présentent une augmentation progressive de la proportion d'éléments > 20 µm de la base des Calcaires à serpules de Gudmont jusqu'à l'unité 2 des Calcaires crayeux de Gudmont, puis une diminution. On peut remarquer que 3 pics (α, β, γ) d'éléments > 20 µm. Ces 3 pics correspondant étonnamment avec les intervalles comprenant les maxima regressifs et l'occurrence des associations B de microfossiles révélés dans le chapitre sur les microfossiles et l'article en annexe 1 (fig. 3.25).
3. Enfin les aires empilées présentant les proportions des différents habitus des phytoclastes montrent une forte proportion d'éléments anguleux à la base de la coupe. L'assemblage tend ensuite à s'équilibrer entre les 3 formes, avec un pic d'éléments en aiguilles dans le banc G'7 (ce même banc qui présente le climax de biodiversité en foraminifères mais dans lequel les macrofossiles sont absents). Les pics d'abondance des éléments en aiguilles et en lames correspondent avec les pics des éléments > 20 µm.

Figure 3.4 Variations des proportions de l'assemblage dinoflagellés-spores & pollens-acritarches, des proportions de phytoclastes en fonction de leur habitus, de leur taille (supérieure ou inférieure à 20 µm).


Cycles
Age
Form.
N°
Profil d'érosion
Texture
Proportions Dinoflagellés-spores&pollens-acritarches
Rapport éléments > 20 µm et < à 20 µm
Aires empilées des phytoclastes en aiguille, anguleux ou arrondis
BF
HF
A M W P GR/F
50%
0 20% 40% 60% 80% 100
Kimméridgien inférieur
Oxfordien supérieur
Marnes à exogyres inférieures
Calcaires rocailleux à Ptérocères
Calcaires à Astartes
Calcaires crayeux de Gudmont
Oolithe de Lamothe
Calcaires à serpules de Gudmont
Unité 6
Unité 5
Unité 4
Unité 3
Unité 2
Unité 1
Légende :
Dinoflagellés
Acritarches
Anguleux
< 20 µm
Spores et pollen
Aiguilles
Arrondis
> 20 µm

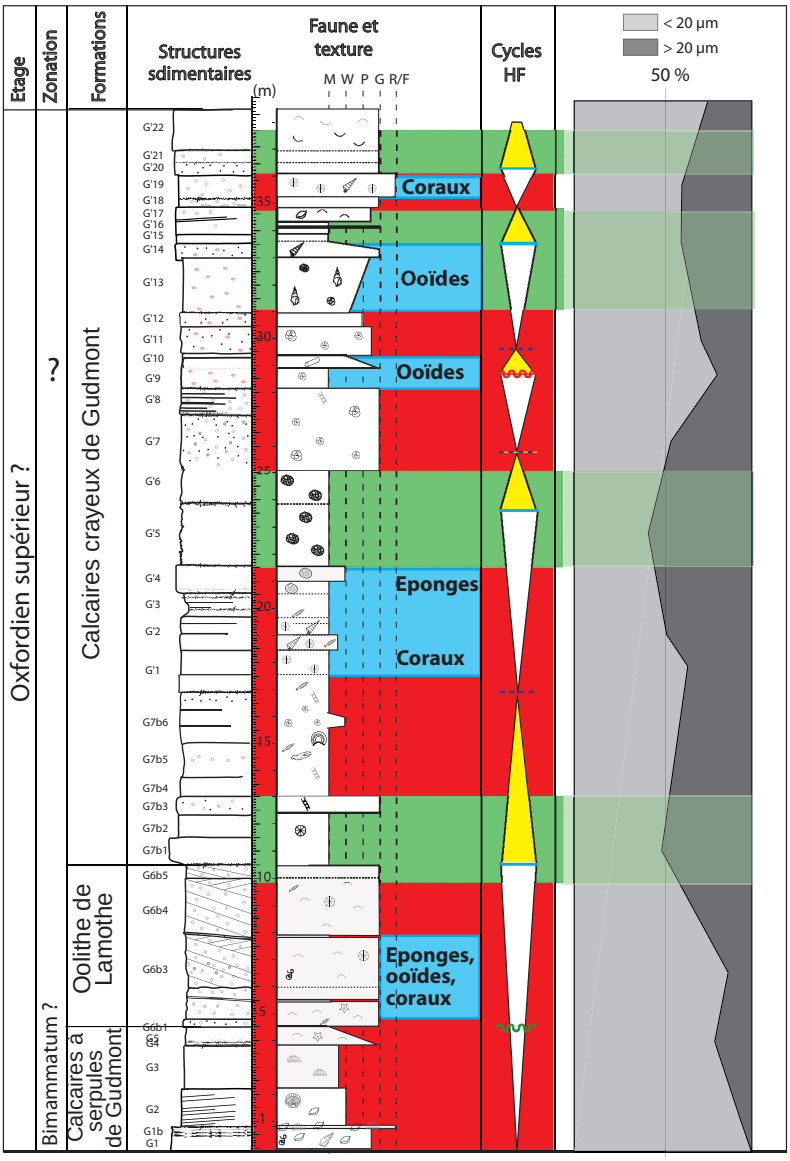


Figure 3.5 Mise en parallèle des associations microfaunistiques obtenus par analyses statistiques et dont les résultats sont décrits dans l'article en Annexe 1 et pourcentages d'éléments PM4 supérieurs ou inférieurs à 20 µm. La couleur rouge est associé aux bancs dominés par le petit benthos (association A, intervalle contenant les maxima transgressifs), la couleur verte colore les bancs dominés par les foraminifères complexes (Association B souvent associée aux maxima régressifs) et la couleur bleue représente les épisodes contenant des nombreux éléments remaniés.

III.1.1.5 Géochimie des isotopes stables

De manière générale, les coquilles d'huîtres sont très peu abondantes dans la série étudiée, surtout dans la formation des Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à astartes. Les niveaux très peu fossilifères n'ont souvent livré qu'un seul échantillon et les coquilles étaient très peu épaisses.

Diagenèse :

Sur 52 coquilles prélevées le long de la coupe de Gudmont-Villiers, 37 ont été peu affectées par la diagenèse et doivent donc représenter fidèlement la composition de l'eau au moment de leur sécrétion.

La différence entre une coquille diagénétique et non diagénétique a été détectée par microscopie et cathodoluminoscopie : les coquilles diagénétisées ont une microstructure non préservée et/ou sont luminescentes[6], de même que la matrice carbonatée (Planche 13). Entre 2 et 300 mg de coquilles d'Ostreidae ou du Pinnidé *Trichites*, et 50 à 800 mg de roche encaissante ont été prélevés.

nombre d'échantillons	brachiopodes	*Trichites sp.*	*Ostrea sp.*
au départ	3	6	34
prélevés après cathodoluminescence	0	5	27
utilisés dans l'analyse	0	5	23

Tableau 3.2 Échantillons utilisés pour les analyses géochimiques

Sur les 28 échantillons de coquilles ainsi prélevés, 5 présentent des valeurs isotopiques très basses en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{13}C$ (Tabl. 3.2). Ces échantillons proviennent de coquilles dans lesquelles le prélèvement avait été difficile car les coquilles étaient très fines. Ces échantillons ont été écartés des résultats qui suivent.

Les valeurs $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des échantillons sur la figure 3.6.a montrent une répartition des échantillons de coquilles et de roches clairement différenciée au sein de nuage de point. La plupart des valeurs avec un $\delta^{18}O$ inférieur à -3 correspondent à des échantillons de la roche encaissante ; de la même manière la majorité des échantillons de coquilles possèdent des valeurs en $\delta^{13}C$ supérieures à 3. Le graphique croisé des valeurs $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ de coquilles donne un coefficient de corrélation R=0,4 (et r^2=0,16). Les valeurs ne sont pas corrélées (graphe 3.6.b).

Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont reportées graphiquement sur la coupe de la figure 3.7.

$\underline{\delta^{18}O}$:

- La comparaison des deux ensembles de données, coquille et roche encaissante, montre que les valeurs de $\delta^{18}O$ en roche totale sont allégées d'au moins 0,5 et jusqu'à 1,5 points par rapport aux coquilles. L'allure générale de la courbe montre une diminution de l'écart de la base vers le sommet de la coupe.

- Des coquilles provenant d'un même banc ont une différence de valeurs allant de 0,3 (G'19) à 1,7 (G1). La moyenne de la variation à l'intérieur d'un banc est de 0,9.

- Le $\delta^{18}O$ des coquilles varie de -0,9 ‰ à -3,4 ‰ le long de la coupe, diminuant progressivement entre les Calcaires à serpules de Gudmont et les Calcaires à astartes. Les valeurs minimum sont observées dans les formations de l'Oolithe de Lamothe et la partie inférieure des Calcaires crayeux de Gudmont et les valeurs maximum sont dans les Calcaires à astartes.

[6] Remarque : Le fait que des coquilles soient non luminescentes n'est pas un critère fiable à 100 % pour affirmer que les échantillons ne sont pas affectés par la diagenèse. Des produits diagénétiques peuvent être non luminescents. Au contraire, Barbin et Gaspard (1995) ont observé des coquilles récentes de brachiopodes (qui n'ont donc pas subi de diagenèse) présentant une luminescence… Nous postulons ici, à l'image de nombreux travaux effectués sur ce thème notamment dans des dépôts jurassiques, que la non luminescence des coquilles étudiées, ajoutée à la conservation des microstructures (foliées chez les huîtres, prismatique chez les Pinnidae) sont les moins mauvais critères de reconnaissance d'une coquille peu ou non affectée par la diagenèse.

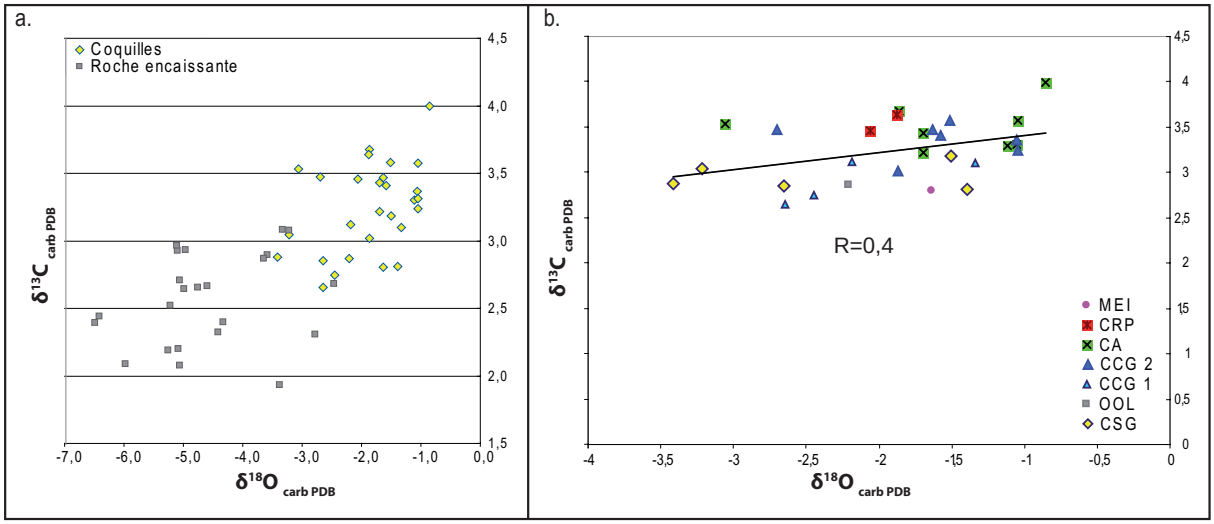


Figure 3.6. Diagramme replaçant les valeurs du $\delta^{13}C$ en fonction du $\delta^{18}O$ des échantillons de Gudmont-Villiers : a. tous les échantillons, sédiments et coquilles ; b. coquilles uniquement

$\delta^{13}C$:

- L'écart entre coquille et roche encaissante existe aussi pour les valeurs du $\delta^{13}C$ même s'il est beaucoup plus faible : les valeurs pour la roche encaissante sont environ 0,5 points plus faibles que pour la coquille. L'écart se réduit pour le $\delta^{18}O$ vers le sommet de la coupe, dans les faciès mudstone, alors qu'il augmente pour le $\delta^{13}C$.

- Les rapports des isotopes 12 et 13 du carbone des coquilles varient de 1,9 ‰ à 4 ‰. Ces valeurs sont relativement élevées et la moyenne globale est de 3,2 ‰. Les valeurs les plus basses sont dans les Calcaires crayeux de Gudmont et sont maximales dans les Calcaires à astartes et Calcaires rocailleux à Ptérocères. La courbe du $\delta^{13}C$ diminue des Calcaires à serpules de Gudmont vers la base des Calcaires crayeux de Gudmont puis augmente pour atteindre sont maximum dans les Calcaires à astartes. Les valeurs diminuent ensuite progressivement.

Paléotempératures :

Le calcul des températures (Anderson et Arthur 1983 ; cf chapitre II) donne des valeurs allant de 15,4 à 26,6°C, avec les températures les plus fraîches au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et à la base des Calcaires à astartes (figure 3.8).

La courbe lissée montre clairement une tendance plus fraîche au niveau du sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et durant le dépôt des Calcaires à astartes.

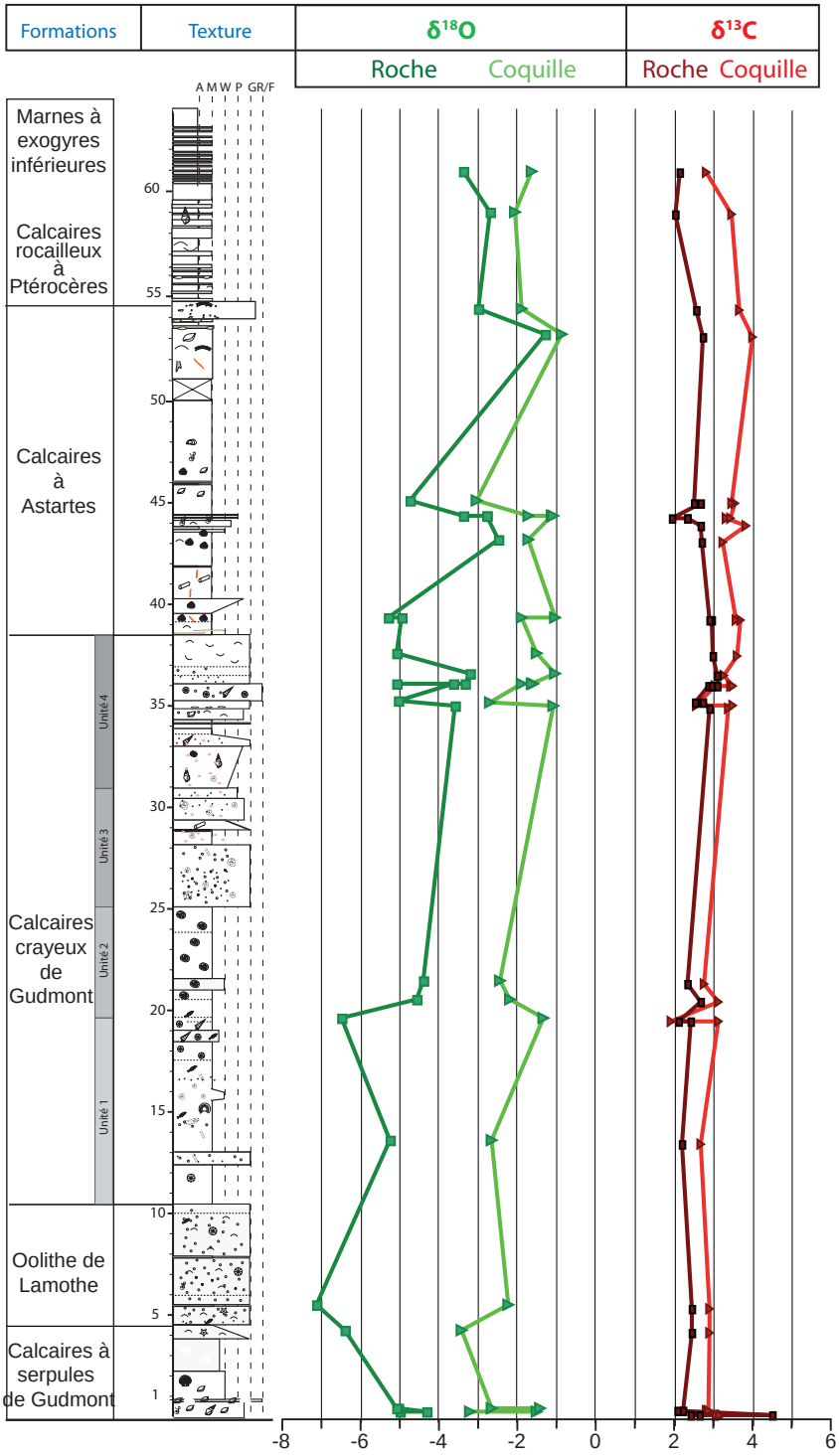


Figure 3.7. Courbes reflétant l'évolution du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des échantillons de coquilles et des échantillons de roche encaissante dans la succession de Gudmont-Villiers. Les courbes passent par chacun des points mesurés.

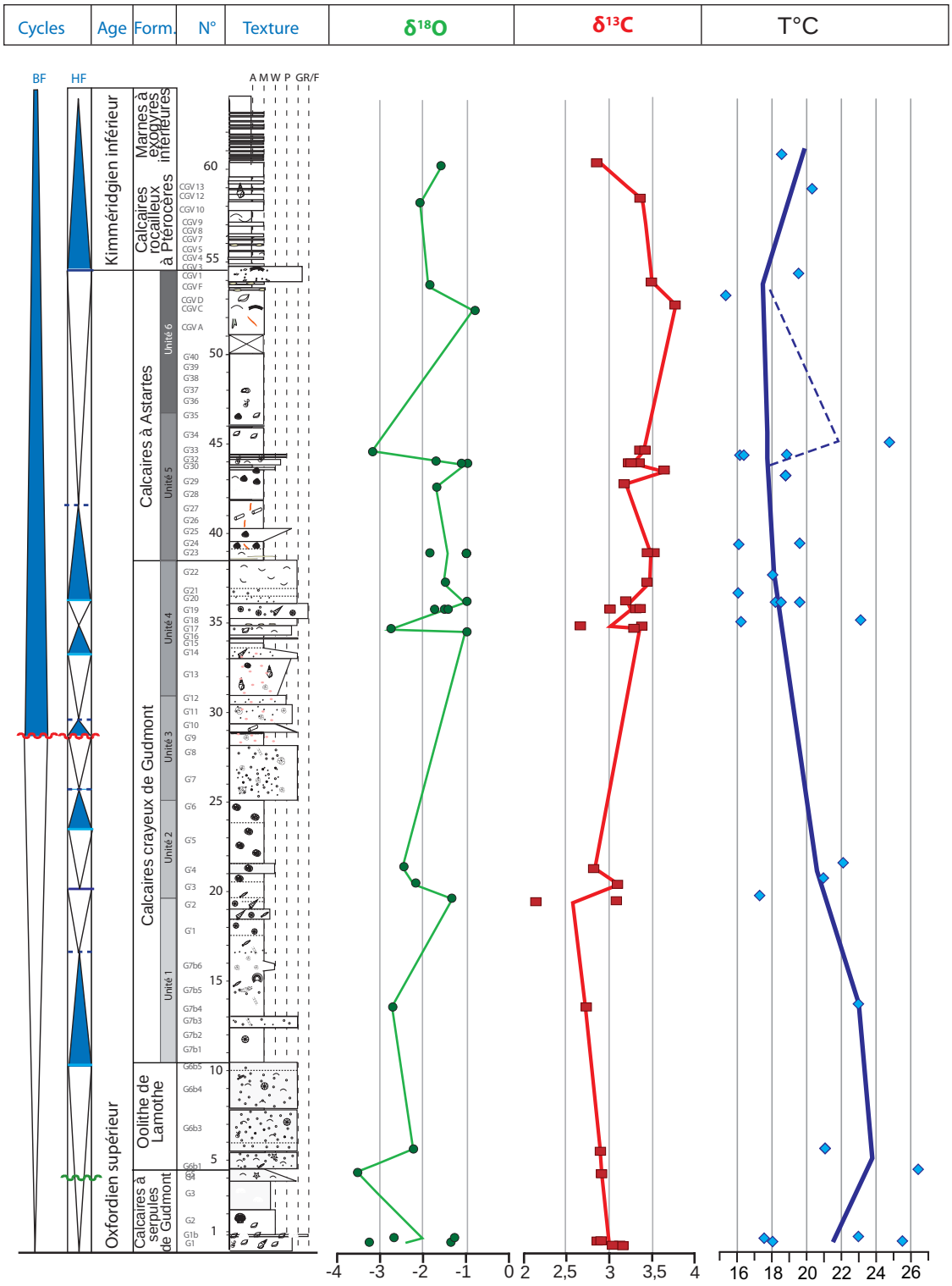


Figure 3.8. Données isotopiques en $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ des coquilles et températures calculées selon l'équation d'Anderson et Arthur (1983) sur la coupe de Gudmont-Villiers. Les courbes du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ passent par la moyenne des points lorsqu'ils y en a plusieurs pour un banc ; la courbe de températures est une courbe des moyennes mobiles par intervalle stratigraphiques de 5 à 10 m ce qui permet un lissage des données.

III.1.1.6 Les données élémentaires et les rapports Mg/Ca et Sr/Ca :

L'analyse en ICP-MS a permis d'obtenir une valeur quantitative des éléments majeurs Mg, Ca, Mn, Fe et de l'élément trace Sr. Un minimum de deux tirs par coquille a été effectué. Ne possédant pas de standard carbonaté interne, les résultats ont été donnés en fonction des courbes de calibrage pour chaque élément. Les résultats ne seront pas interprétés quantitativement car la marge d'erreur est de l'ordre 20 %. Il faut considérer les données en ppm comme un ordre de grandeur pour chaque élément. En revanche, l'erreur étant similaire pour tous les échantillons, les rapports (Mg/Ca ou Sr/Ca) restent fiables et les variations de l'ordre de centaines de ppm restent comparables. De plus les teneurs des éléments obtenues sont comparables à celles trouvées dans les échantillons de roche par Vincent (2001) sur le forage HTM102 : entre 2000 et 4000 ppm et pointes supérieures à 4000 ppm dans les formations marneuses pour Mg, très faibles teneur en Mn, entre 50 et 200 ppm dans les carbonates et des pointes très élevées dans les sédiments argileux pour le Fe ainsi que des teneurs entre 200 et 500 ppm de Sr. Les données en $CaCO_3$ de cet auteur sont de l'ordre de 95% dans les roches très carbonatées.

La figure 3.9 regroupe toutes les données élémentaires significatives ainsi que les données isotopiques évoquées précédemment. L'élément majoritaire est le Calcium suivi du Magnésium (2900 ppm dans le sédiment contre 650 ppm dans les coquilles en moyenne). Le manganèse se retrouve en concentration très faible, entre 1 et 5 ppm, ce qui ne permet pas d'évaluer son évolution avec fiabilité. Les valeurs en Fer sont parfois très élevées (1300 ppm dans le sédiment et 150 ppm dans les coquilles). On remarque une différence de concentration des deux isotopes du Fer reflétant un fractionnement isotopique dans les coquilles et dans le sédiment. Les valeurs du ^{57}Fe sont supérieures à celles du ^{56}Fe dans les coquilles (figure 3.10).

Le rapport Mg/Ca varie de $1{,}6.10^{-2}$ à $6{,}4.10^{-2}$ (ppm/%). La différence de valeurs au sein d'une même coquille varie entre $0{,}1.10^{-2}$ et 3.10^{-2}, avec une moyenne de $1{,}25.10^{-2}$. La courbe est mise en parallèle avec les données du $\delta^{18}O$. Les deux courbes montrent une relation linéaire positive à la base de la coupe, dans les Calcaires à serpules de Gudmont, l'Oolithe de Lamothe et la base des Calcaires crayeux de Gudmont (coefficient de corrélation de 0,98). Elles sont ensuite corrélées inversement jusqu'au sommet de la coupe (sauf le segment entre G'32 et CGVB) et le coefficient de corrélation est de -0,71. Le sommet de la coupe dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères montre des variations de plus faible ampleur pour les deux rapports. La tendance des courbes est une augmentation pour le $\delta^{18}O$ et une diminution pour le rapport Mg/Ca.

Les valeurs en Sr sont de 48 à 815 ppm avec une moyenne de 306 ppm. La concentration en Sr est plus élevée dans les coquilles que dans la roche encaissante. Le rapport Sr/Ca varie de $0{,}4.10^{-2}$ à 2.10^{-2} et ne semble pas montrer de relation simple avec les autres données isotopiques.

Sr/Ca et $\delta^{13}C$ (Fig. 3.11)

Une corrélation positive entre ces 2 facteurs est uniquement observée dans les CCG et les CA (r=0,7). De part et d'autre les coefficients de corrélation sont négatifs et de l'ordre de -0,7.

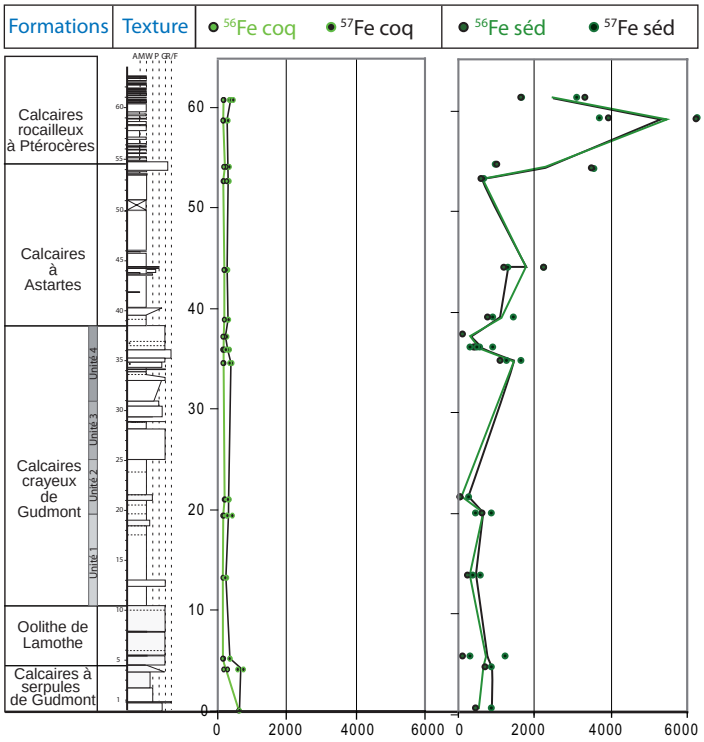


Figure 3.10. Teneurs en ^{56}Fe et ^{57}Fe obtenues en ICPS-MS dans les coquilles et dans le sédiment encaissant de la coupe de Gudmont-Villiers. Les courbes sont construites en passant par le point si la valeur est unique, ou part la moyenne des points s'il y a plusieurs mesures pour un même niveau stratigraphique. Cette méthode graphique est également celle utilisée pour les fig. 3.9 et 3.11.

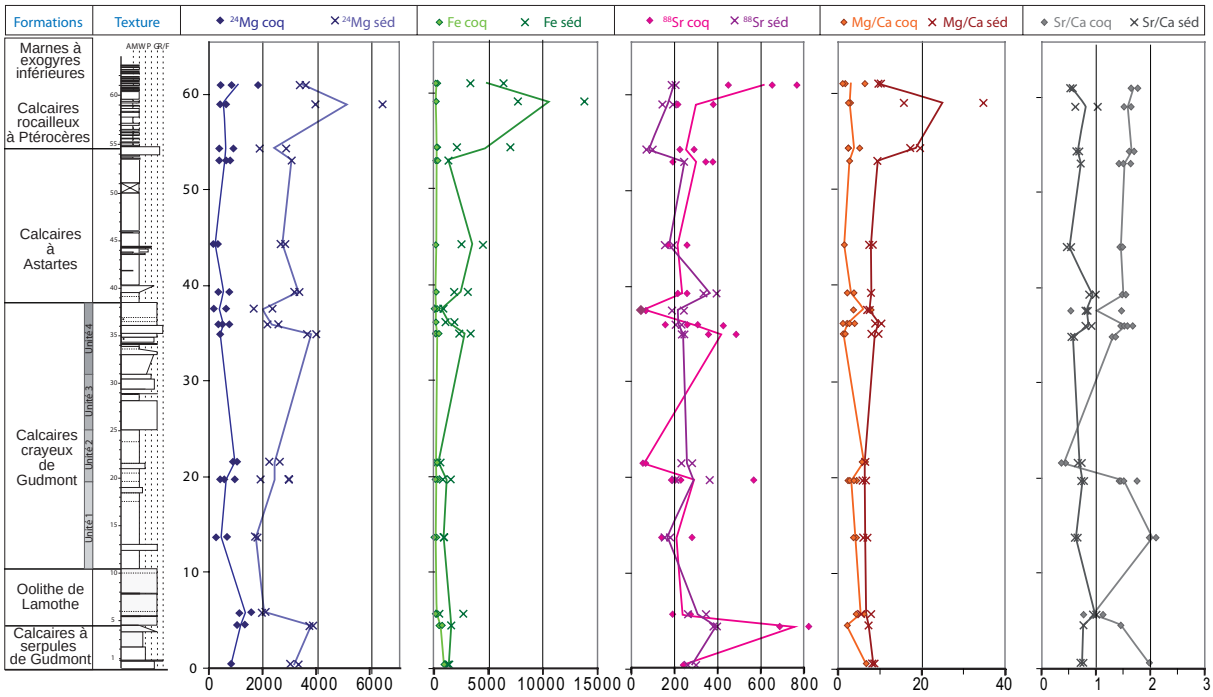


Figure 3.9. Données élémentaires en Mg, Fe, Sr et rapports Mg/Ca et Sr/Ca des coquilles et des sédiments encaissants de la coupe de Gudmont-Villiers.

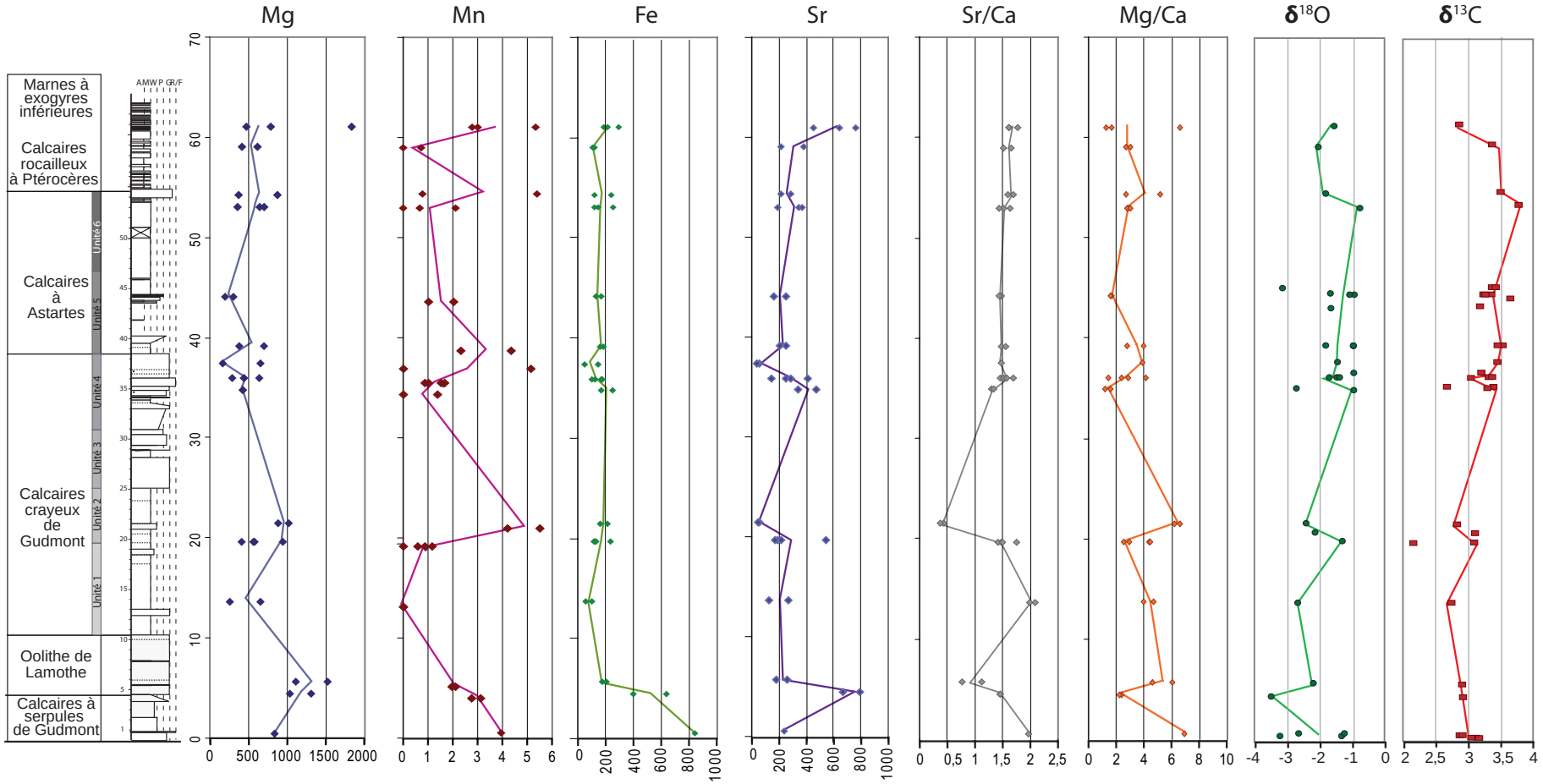


Fig. 3.11. Comparaison de l'évolution des éléments majeurs (Mg, Mn, Fe) et trace (Sr), des rapports Mg/Ca et des valeurs $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles sur la coupe de Gudmont-Villiers. Les courbes passent par la moyenne des points pour un banc.

III.1.1.7 Analyse de la matière organique

Le rendement (en mg d'extrait organique/g de roche) a été calculé pour chaque échantillon. Les valeurs sont faibles et ne dépassent pas $2{,}34.10^{-2}$ mg/g. Les valeurs de rendement étant généralement corrélées à celles de la teneur en carbone organique, cela suggère de faibles teneurs en matière organique. De faibles quantités de matière organique extractible sont souvent associées aux roches très carbonatées et les rendements calculés ici sont similaires à ceux trouvés dans l'analyse des carbonates de l'Oxfordien – Kimméridgien de Bure (Elie *in* Lathuilière *et al.*, 2006 ; Hautevelle *et al.*, 2007). Les proportions pondérales des fractions aliphatiques, aromatiques et polaires (Fig. 3.12) sont respectivement de 18, 5 et 77 % en moyenne. Les résultats montrent une assez faible proportion de molécules aromatiques qui va en diminuant fortement de la base vers le sommet de la coupe alors que la proportion de composés polaires augmente. Ainsi, dès la base des Calcaires à astartes, les proportions de molécules aromatiques sont à peine mesurables.

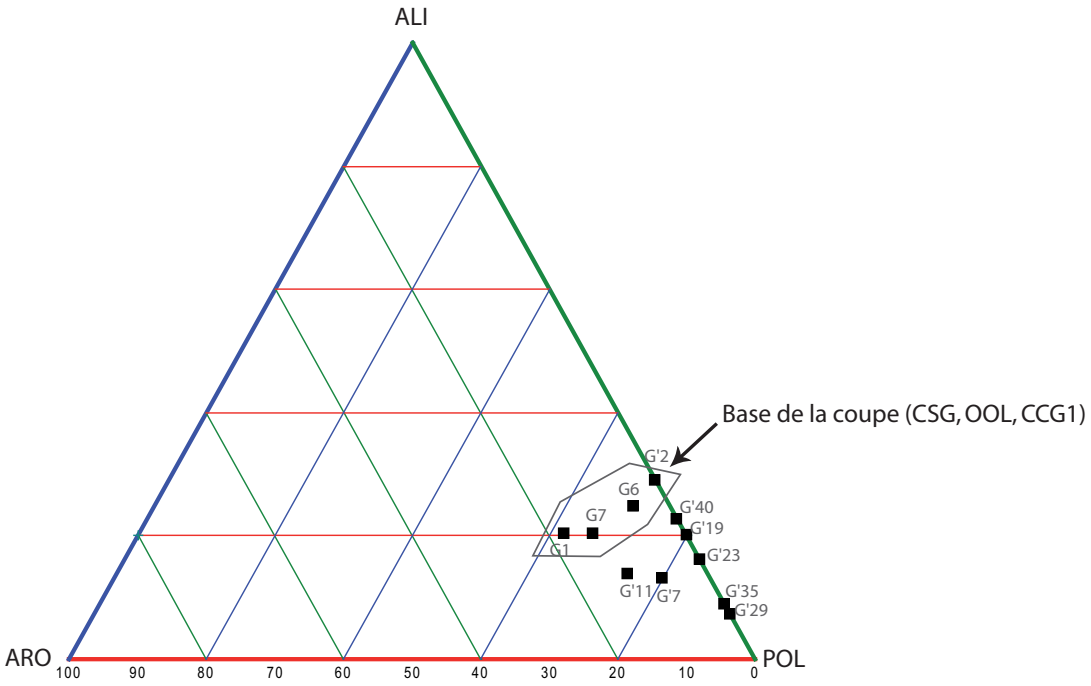


Figure 3.12. Diagramme ternaire les proportions pondérales relatives des fractions aliphatique, aromatique et polaire pour chaque échantillon de la coupe de Gudmont-Villiers

Les chromatogrammes sont assez semblables pour tous les échantillons analysés.

La distribution des composés aliphatiques significatifs, la prédominance des conformations biologiques (ββ) ou géologiques (αβ) des hopanes ainsi que le rapport pristane/phytane, sont résumés dans le tableau 3.3.

Les *n*-alcanes ont été soigneusement étudiés afin d'évaluer les contributions marines et continentales. Les contaminants et les coélutions sont finalement trop importants et il est difficile de différencier la part réelle de *n*-alcanes issus de la matière organique sédimentaire.

Les valeurs du rapport Pr/Ph varient de 0,41 à 1,22. Les valeurs les plus faibles sont toutes celles associées aux échantillons provenant de la formation des Calcaires crayeux de Gudmont (Fig 3.13).

Niveaux	iso-alcanes rapport Pr/Ph	cyclo-alcanes BACQs et associés	hopanes saturés ou insaturés	αβ	ββ	isomères S ou R
G1	1,12	++	saturés	++	-	+
G6	1,22	++	saturés	++	-	+
G7	0,92	++	saturés	++	-	+
G'2	0,72	++	saturés	++	-	+
G'7	0,45	++	saturés	++	-	+
G'11	0,66	++	saturés	++	-	+
G'19	0,41	++	saturés	++	+	+ mais R>S
G'23	0,85	++	saturés	++	+	+ mais R>S
G'29	0,99	++	saturés	++	+	+ mais R>S
G'35	1,14	++	saturés	++	+	+ mais R>S
G'40	0,74	++	saturés	++	+	+ mais R>S

++	majoritaire
+	présence non négligeable
-	moins abondant
0	absence

Tableau 3.3. Rapport Pristane/Phytane, abondances des BACQS ainsi que des hopanes suivant leur configuration dans les échantillons analysés de la coupe de Gudmont-Villiers

Les BAQCs associés à d'autres composés (méthylalcanes, *cyclo*-alcanes, *iso*-alcanes, alcènes) sont présents dans de grandes proportions et sont assimilés à des contaminants plastiques (Grosjean et Logan, 2007, Brocks *et al.*, 2008, George *et al.*, 2010).

Les hopanes présentent une configuration αβ dominant sur la configuration ββ (Fig 3.13). Les hopènes sont absents de la plupart des échantillons. On note la présence des isomères S et R des carbones (C>30) en proportions identiques dans la première partie de la coupe puis le pic R devient dominant par rapport à l'isomère S.

Les composés aromatiques sont très peu diversifiés : présence de HAP (phénanthrène etc.), méthylbenzènes, méthylnaphtalènes…, composés classiques considérés comme un fond continu typique de n'importe quel échantillon de roches sédimentaires.

Les chromatogrammes de la fraction polaire ne révèlent aucun composé intéressant, mais principalement les contaminants qui noient le signal des autres molécules et des pollutions inhérentes à un affleurement de bord de route.

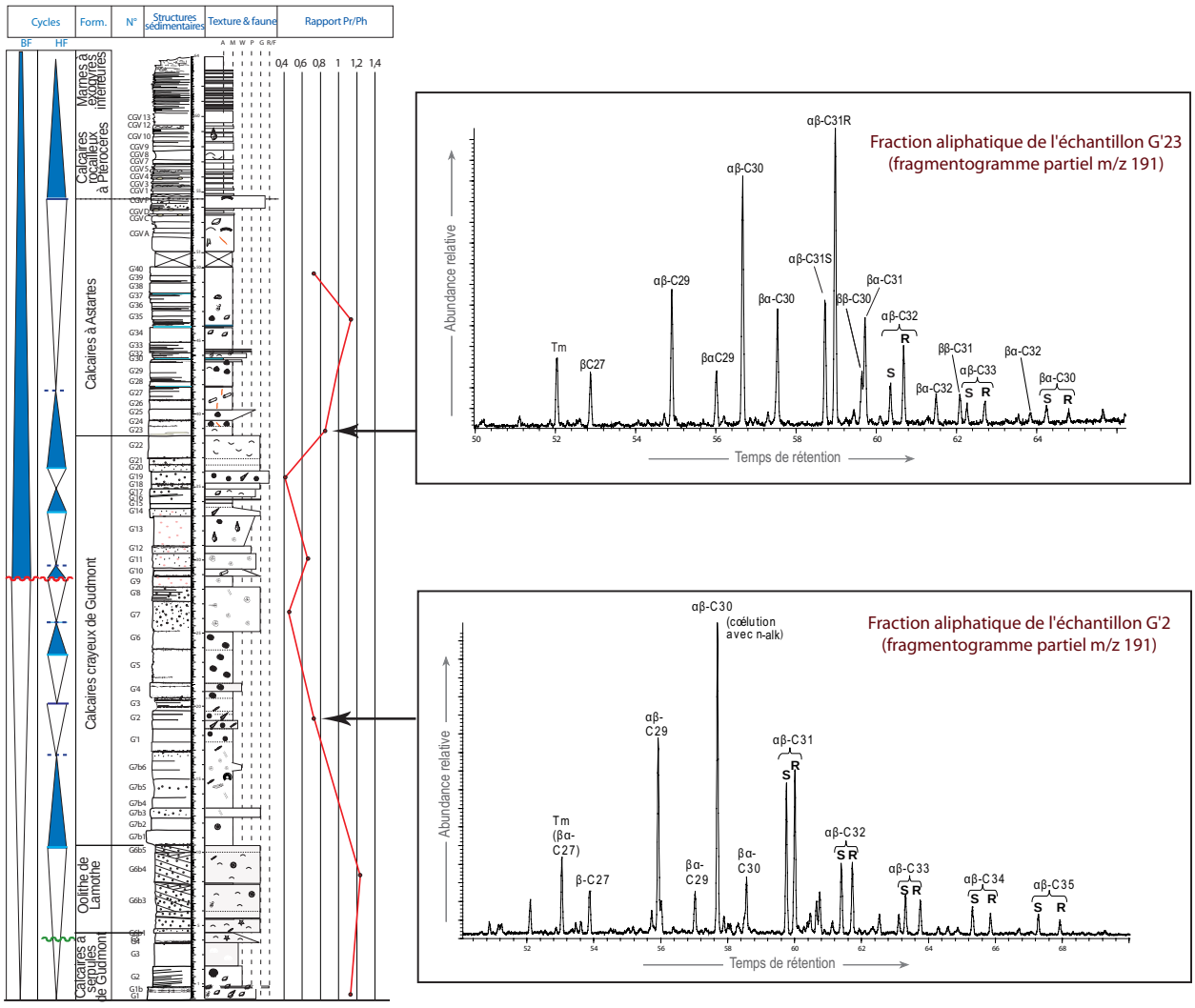


Figure 3.13. Courbe représentant le rapport Pr/Ph calculés dans les échantillons de matière organique soluble de la coupe de Gudmont-Villiers et fragmentogrammes *m/z* 191 de la fraction aliphatique des échantillons G'2 et G'23 indiquant la présence des isomères R et S des hopanes.

III.1.2. Discussion

III.1.2.1 Interprétations paléoenvironnementales à travers les organismes fossiles

Les paramètres environnementaux qui régissent la qualité et la quantité de la production sédimentaire ainsi que la vie des organismes dans les eaux marines sont de différentes natures : luminosité, salinité, turbidité, quantité de nutriments, température, hydrodynamisme, profondeur, etc. Les associations fauniques décrites ci-dessus permettent de suivre l'évolution des différents paramètres nevironnementaux.

- **Calcaires à serpules de Gudmont**

Les quelques Nerineidae et dasycladales indiquent un environnement peu profond suffisamment lumineux et chaud, plutôt interne. La présence des brachiopodes dans plusieurs bancs indiquent peu de variations de salinité et la présence de substrats suffisamment durs pour se fixer. La concentration en brachiopodes dans un niveau particulier (G1b) évoque plutôt un dépôt dû à une tempête, et ne reflète pas la faune véritablement autochtone. L'association oligospécifique ressemble en partie au *taphofaciès 4* de Courville *et al.* (2007). Ces auteurs associent *Septaliphoria* aux milieux périrécifaux de profondeur modeste ou très faible. Les bivalves endobiontes évoquent un substrat mou. L'abondance des serpules pourrait être associée, selon Dupraz (1999) à des eaux mésotrophiques. Les serpules en peloton sont souvent présentes dans les faciès boueux de front de récif (Meyer, 2000). Bernier (1984) suggère que ces annélides vivaient sur des herbiers. Les foraminifères calcitiques, la prédominance des formes endobenthiques profondes et la présence concomitante d'épibiontes suggèrent de fortes variations cycliques (Reolid *et al*., 2008). D'après les observations de Reolid (2008), cette prédominance reflète un milieu bien oxygéné mais avec une disponibilité en nutriments parfois limitées en rapport avec la turbidité qui peut être élevée et qui diminue la photosynthèse. Les passées péloïdales contenant des foraminifères porcelanés et des TVT peuvent être comparées au faciès AF2 de Piuz (2004) caractérisé par une alternance marne-calcaire qui est associée à un milieu assez profond et distal. L'environnement de dépôt associé à l'ensemble de la faune peut être un environnement de plate-forme peu profonde abritée, sous la limite d'action des vagues mais soumise aux vagues de tempêtes. La nature des assemblages microfossiles indiquent également des phases d'approfondissement ou d'ouverture.

- **Oolithe de Lamothe**

Le premier banc packstone à péloïdes évoque un milieu de dépôt sensiblement différent des suivants et du précédent : un milieu d'interbarre ou un milieu encore moins profond et plus protégé que les bancs graisntone qui suivent. Dans la partie surincombante, au moins 5 bancs d'activation des mégarides tidales sont repérables. La faune est principalement allochtone. Les ooïdes, les éléments remaniés et le ciment sparitique marquent un hydrodynamisme très élevé et une assez faible profondeur puisque les microencroûtants sont photophiles. Le mauvais tri granulométrique ou le tri irrégulier des ooïdes indique qu'elles sont tantôt transportées depuis leur milieu de formation, et tantôt formées *in* situ. L'environnement de dépôt correspond à une barrière (ou un shoal ou dune…) oolithique. Les galettes micritiques suggèrent des accalmies temporaires, entre les phases de mise en place des paquets de sables oolithiques qui les remanient. L'environnement est un environnement périrécifal (car toute la faune de récif est présente mais allochtone) typique de la proximité d'une barrière oolithique.

- **Calcaires crayeux de Gudmont unité 1**

La nature des coraux (*Stylina echinulata*, …), les Nerineidae, Dasycladacae, *Cladocoropsis mirabilis* et les stromatopores, plaident en faveur d'une température relativement élevée (supérieure à 18°C) et un environnement très peu profond, bien éclairé, oligotrophe, avec une profondeur de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. La présence de spicules siliceux marque un hydrodynamisme faible malgré quelques tempêtes (passées grainstone) mais une turbidité légèrement élevée (Gaillard, 1983 ;

Leinfelder, 1993 ; Gammon et James, 2001). La prédominance des formes plocoïdes et méandroïdes chez les coraux peut signer cette légère turbidité. Le milieu de dépôt correspond à un environnement lagonaire carbonaté relativement ouvert (associations de foraminifères).

- **Calcaires crayeux de Gudmont unité 2**

La présence de Pectinidae à la base de cette unité indique un milieu bien oxygéné. Les abondants *C. mirabilis* suggèrent un environnement subtidal supérieur et plus précisément de lagon (Turnsek, 1981). Ce faciès composé presque exclusivement de *C. mirabilis* ressemble à ce que Leinfelder *et al.* (2005) appelle « une prairie à *Cladocoropsis* ». Les faciès sont associés à des événements de haute énergie car les éponges sont remaniées ; elles sont par ailleurs souvent observées à proximité de récif. Ici, elles ne présentent pas de traces d'un remaniement intense. Ces stromatoporoïdes lumino-dépendants peuvent supporter une faible turbidité. Les bryozoaires et les oncoïdes encroûtés démontrent des moments d'accalmie permettant la colonisation des fragments de substrats durs. L'association *Bacinella/Lithocodium* est une association photophile, se développant dans des milieux chauds très lumineux, avec un léger hydrodynamisme, nécessairement oligotrophe. Aurell et Badenas (2004 ; *facies 3*) interprètent une association et une texture assez similaire comme un environnement de dépôt de haute énergie développé entre une barrière (interne) et une rampe (moyenne). La prédominance des Lituolidae prenant le relais (à partir de G'13) du petit benthos indique une évolution vers un lagon plus fermé.

Cette unité illustre le passage progressif d'un milieu peu profond bien oxygéné ouvert vers un environnement de lagon un peu plus protégé et colonisé par une espèce qui va dominer, jusqu'à empêcher le développement d'autres organismes.

- **Calcaires crayeux de Gudmont unité 3**

La texture grainstone à ooïdes indique un environnement lagonaire proche de la barrière. Le petit benthos très abondant, et les *Labalina* sont prédominants. Dans l'Actuel, une majeure partie des Miliolina sont épiphytes formant au moins 75 % de l'assemblage des foraminifères sur algues ou plantes (Fujita et Hallock, 1999 ; Clerc, 2005). Ici les milioles représentent près de 50 % de l'assemblage qui est également composé de 25 % d'agglutinés de type *Textularia*, TVT ou petits agglutinés non identifiés. Bien que les algues soient présentes, les oncoïdes et autres éléments non squelettiques pourraient fournir le substrat qui permet la fixation des foraminifères épiphytes. La présence de birds-eyes et d'un paléosol indique une émersion. Les faciès sont exactement les mêmes avant et après l'émersion : soit elle courte et les environnements n'ont pas le temps d'être modifiés, soit l'environnemnent est très stable. Bien que la plupart des foraminifères réapparaissent dans les dépôts après l'émersion, les Milioles disparaissent jusqu'aux niveaux à péloïdes de l'unité suivante (G'14).

- **Calcaires crayeux de Gudmont unité 4**

Le milieu de dépôt est toujours lagonaire, à une distance variable de la barrière et alimenté ponctuellement par les tempêtes. *Septaliphoria* est liée au milieu périrécifaux de très faible profondeur

(Courville *et al.*, 2007). Le retour de l'association des foraminifères complexes indique un milieu plus fermé et/ou avec une tranche d'eau plus faible que précédemment. Les chenaux remplis de matériel oolithique peuvent être interprétés comme des chenaux de marée de platier tidal. Ces chenaux et la présence des débris végétaux évoquent la proximité du rivage.

- **Calcaires à astartes unité 1**

La disposition des objets indique qu'il y a eu peu de remaniement post-mortem. L'assemblage autochtone est composé de bivalves opportunistes, vivant généralement sur un substrat variable/instable avec des niveaux d'oxygène qui peuvent varier fortement (Oschmann, 1988 et 1993, Oschmann *in* Tyson et Pearson, 1991). La paléobiocénose peu diversifiée et composée de petits bivalves hémi-endobiontes comme *Nicaniella* et *Protocardia*, pourrait être expliquée par un environnement pauvre en oxygène (Boyer et Droser, 2007, Oschmann, 1994). Ces formes étant sensibles aux changements de salinité (Werner *in* Lathuilière *et al.*, 2006), leur petite taille pourrait également être liée à une diminution ou augmentation importante de la salinité (Fürsich et Werner, 1986). Les Trigonies sont adaptées à des environnements peu profonds et de basse énergie (Francis et Hallam, 2003). La présence de serpules, plus tolérantes au manque d'oxygène, pourrait indiquer une certaine dysoxie. Les nombreux terriers et perforations indiquent un substrat mou à ferme avec quelques supports durs (*Gastrochaenolites*) et la bioturbation due aux crustacés est importante (*Thalassinoides* et *Rhizocorallium*). Les terriers et bioturbations observés sont dus à des organismes relativement tolérants en terme d'oxygènation (Savrda et Bottjer, 1989) et des pourraient également être présent dans un milieu dysoxique (Wignall, 1991). Selon Thompson *et al.* (1985), un milieu dysaérobique bioturbé comparable à celui-ci est estimé à 0,1 à 0,3 ml/l d'oxygène dissous, contre 0,3 à 0,5 ml/l pour un milieu aérobique. D'un point de vue microscopique, les lenticulines, reconnues comme un taxon ubiquiste (e.g. Reolid, 2008) sont le taxon le plus fréquent bien que quelques Lituolidae persistent, plaidant pour un environnement peu profond restreint et chaud. Les cailloux noirs témoignent de la proximité de la côte dans cet environnement peu profond à la limite de l'émersion (Bernier, 1984, p.615) dès la base des Calcaires à astartes. Dès la fin des Calcaires crayeux de Gudmont, plus aucune dasycladale n'est observée. Les dasycladales vivent actuellement dans des eaux où la moyenne des températures annuelles est de 20°C (Berger et Kaever, 1992 ; Aguirre et Riding, 1992). Flügel (1985) suggère une dépendance des dasycladales permo-triasique plutôt à la salinité qu'aux températures mais aucun indice n'a permis pour le moment de confirmer cette tendance dans l'enregistrement fossile. L'observation de radiolaires associés à des épistomines avant les niveaux azoïques peut suggérer soit une ouverture de l'environnement vers la mer franche soit un apport par washover, ou encore par transport éolien. A part les radiolaires, aucun autre organisme de type pélagique ou planctonique n'a été observé. L'hypothèse d'un environnement externe paraît peu probable.

- **Calcaires à astartes unité 2**

La texture micritique fine et les quelques bioclastes (bivalves, brachiopodes) suggèrent un environnement lagonaire restreint (Lituolidae) approvisionné ponctuellement par quelques tempêtes. Dans la continuité de la faune précédente, aucune trace d'environnement externe n'est trouvée. La

faune déjà limité dans les unités précédentes atteint ici son minimum de diversité. La rareté de plus en plus marquée évoque un milieu impropre au développement de la vie et implique le changement progressif d'un ou plusieurs paramètres environnementaux.

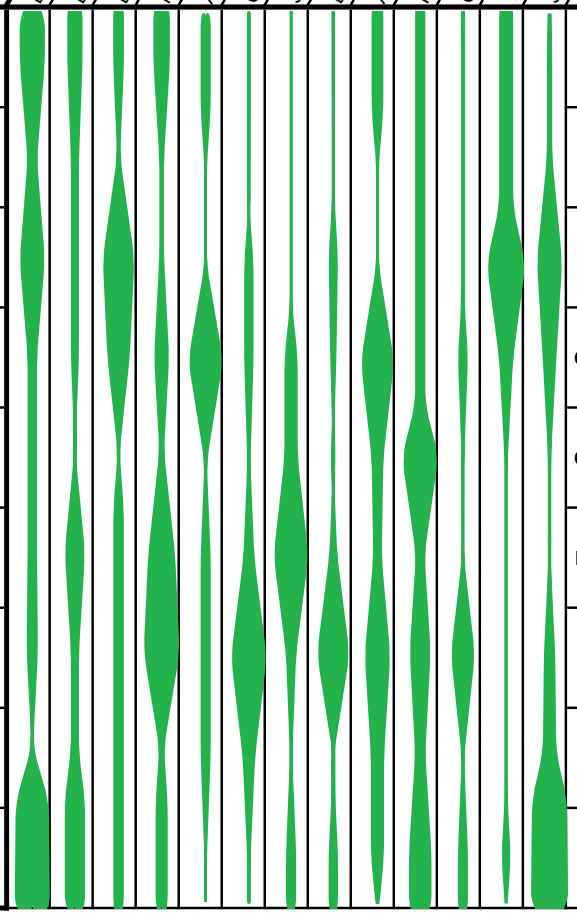
- **Calcaires rocailleux à Ptérocères et Marnes à exogyres inférieures**

Le niveau grainstone glauconieux contenant quelques brachiopodes implique clairement un changement dans la profondeur de l'eau et dans la production de carbonate. Les *Nanogyra* sont présentes dès les premiers centimètres de la formation. Ces petits épibiontes cimentés sont souvent interprétés comme opportunistes (Levington, 1970) c'est-à-dire qu'ils restent présents lorsque les conditions environnementales sont peu favorables, au détriment de taxons qui occupent la même niche écologique, comme par exemple *Actinostreon* (Fürsich, 1977). Ils supportent des variations importantes de la composition de l'eau et des changements de leur milieu de vie et sont adaptés à des substrats plutôt durs ou relativement tendres. Les *Apporhais* se retrouvent dans les boues des environnements franchement circa-littoraux voire bathyaux évoque un approfondissement non négligeable du milieu. Le faciès mudstone/wackestone indique un environnement de plate-forme qui pourrait être externe mais aucun organisme fossile planctonique n'est observé dans la partie basale. Un reste de Nautile dans la partie sommitale de la découverte de carrière indiquerait un environnement plus profond et qui s'ouvre vers le large. La vasière à huîtres qui caractérise la formation des Marnes à exogyres inférieures s'installe déjà dans une partie de l'aire géographique caractérisée par les faciès Calcaires rocailleux à Ptérocères.

La distribution des fossiles dans chaque formation justifie l'existence et les délimitations de celles-ci. L'évolution des associations fossiles et de leurs caractéristiques paléoécologiques permettent d'affirmer l'existence d'un environnement de lagon et de suivre sa fermeture en liaison avec la migration des barrières oolithiques.

Palynologie :

Globalement la succession montre des tendances indiquant toutes un milieu de plus en plus proximal de la base jusqu'au maximum régressif de l'unité 3 des Calcaires crayeux de Gudmont : les phytoclastes sont de plus en plus grossiers, les formes en aiguilles augmentent en proportion et les spores-pollens sont de plus en plus abondants. Les résultats de l'étude sur les palynomacéraux de type 4 indique que lorsque les éléments les plus abondants ont une taille supérieure à 20 µm, ils ont souvent une forme en en aiguilles et en lames. Si l'on considère que l'habitus marque un degré plus ou moins avancé de décomposition (aiguilles>anguleux>arrondis), et donc de distalité par rapport à la côte, on peut réellement corroborer que ce maximum régressif avec une augmentation et/ou un rapprochement des terres émergées. A l'intérieur de cette tendance générale, les pics de PM4>20µm α, β et γ associés aux bas niveaux marins indiquent que les maxima régressifs indiquent également la proximité de sources terrestres. Les périodes régressives augmentent la surface du Massif Londres-Brabant et permet l'émergence de petits îlots rapidement colonisés par la végétation et alimentent les eaux peu profondes alentour en matériel palynologiques.



		Texture	Température	Salinité	Hydrodynamisme	Oxygénation	Luminosité	Profondeur	Substrat	Turbidité	Niveau trophique
Calcaires rocailleux à Ptérocères		**A-M**	moins chaude	euhalin	variable	?	faible	plus profond	stable, lutite/rudite, mou à ferme (vase argileuse)	?	?
Calcaires à astartes	Unité 6	**A-M**	moins chaude?	euhalin?	calme, quelques tempêtes	peu oxygéné?	?	peu profond (+)	stable, lutite, mou	?	?
	Unité 5	**M-G**	moins chaude?	euhalin	calme, quelques tempêtes	peu oxygéné?	?	peu profond	stable, lutite, mou	?	?
Calcaires crayeux de Gudmont	Unité 4	**G-M-W**	moins chaude?	euhalin	assez élevé	assez oxygéné	très élevée	encore moins profond	parfois instable, arénite/rudite, ferme à dur	?	?
	Unité 3	**G-M-W**	chaude	euhalin	calme	assez oxygéné	élevée	peu profond (+)	parfois instable, arénite/rudite, ferme	?	?
	Unité 2	**M-W-P**	chaude	?	modéré	bien oxygéné	élevée	peu profond (-)	stable, lutite/arénite, ferme	?	?
	Unité 1	**M-W**	18 à 25°C voire plus	euhalin	modéré (qq tempêtes)	bien oxygéné	élevée	très peu profond (+)	stable, lutite/arénite, ferme	légère	oligotrophique
Oolithe de Lamothe		**G**	chaude	?	élevé	bonne	élevée	peu profond	instable, rudite, dur	faible	
Calcaires à serpules de Gudmont		**M-W**	assez chaude	euhalin	calme, quelques tempêtes	variable	élevée	peu profond	varié (mou et dur)	moyenne?	mésotrophique?

Fig. 3.14. Évolution des paramètres environnementaux suivant la distribution des organismes fossiles dans la succession de Gudmont-Villiers

Conclusion et précisions sur les cycles :

Les changements drastiques des peuplements fauniques peuvent être utilisés pour préciser la position de certaines limites (limites de formation ou d'unité) puisque les repères biostratigraphiques font défaut. L'évolution de ces peuplements peut être associée notamment aux variations du niveau marin utiles pour les corrélations. Les différents cycles proposés par Carpentier (2004) et Lefort *et al.* in prep. sont les suivants :

OOL : Le sommet de la formation marque un maximum de régression.

Calcaires crayeux de Gudmont :

L'unité 1 est marquée par un maximum transgressif alors que l'unité 2 correspond à un bas niveau marin. L'unité 3 est caractérisée par des variations rapides du niveau marin : 2 maxima transgressif encadrent une émersion. L'unité 4 est quant à elle, globalement caractérisée par un bas niveau. Ces données complètent logiquement l'estimation des variations de la profondeur de l'eau à travers les différentes faunes.

D'une part donc dépendante des variations de haute fréquence du niveau marin relatif, certains changements de paléoenvironnements observés dans la coupe de Gudmont- villiers suggèrent que des événements biologiques plus importants qui pourraient être causés par des phénomènes climatiques ou océanographiques de plus grande ampleur dont l'origine et la chronologie sont proposées dans le paragraphe III.8.

III.1.2.2 Géochimie

Les résultats de l'étude des isotopes de l'O et du C ont montré :

- une différence de valeur $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ entre coquilles et roche totale
- des coefficients de corrélation $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ bas
- une évolution du $\delta^{18}O$ des coquilles au cours du temps
- une augmentation du $\delta^{13}C$ de la base de la coupe vers le sommet

Les résultats de la quantification des éléments Mg, Ca, Fe, Mn et Sr sont :

- une forte concentration en Fe et un fractionnement des isotopes du fer
- une concentration en Sr non négligeable
- une concentration en Mn négligeable
- des corrélations positives puis négatives entre les courbes Mg/Ca et $\delta^{18}O$
- des corrélations positives puis négatives entre les courbes Sr/Ca et $\delta^{13}C$

Les analyses de la matière organique extractible indiquent :

- une très faible proportion de matière organique dans la série et la présence de contaminants (BAQCs et composés associés)
- une très faible proportion des composés aromatiques
- un rapport Pr/Ph faible dans les Calcaires crayeux de Gudmont et élevé dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères – Marnes à exogyres inférieures

- la prédominance de la configuration αβ (configuration géologique) des hopanes
- la présence des isomères S et R des carbones (C>30) en proportions identiques
- la proportion des molécules aliphatiques-aromatiques-polaires variables dans les échantillons
-

III.1.2.2.1 Les isotopes de l'oxygène et du carbone :

Les isotopes de l'oxygène sont largement utilisés en tant qu'indices de paléotempératures. Cependant la valeur du $\delta^{18}O$ n'est pas uniquement due aux variations de températures mais également aux changements de salinité de l'eau de mer (e.g. Emiliani, 1955 ; Hendry et Kalin, 1997), à l'altération diagénétique et au fractionnement biologique propre à chaque taxon (Rosales *et al*., 2004b). Quelle part dans le rapport isotopique de nos échantillons ces différents paramètres peuvent-ils avoir ?

III.1.2.2.1.1 Composition de l'eau

La gamme de valeurs en $\delta^{18}O$ des coquilles (-1 à -3‰) est comparable à celle que l'on trouve dans la littérature dans les régions tropicales (Hendry et Kalin, 1997 ; Lécuyer et Allemand, 1999 ; Lécuyer *et al.*, 2003). Veizer *et al.* (1999) ont consigné de nombreuses données isotopiques du C et O pour le Phanérozoïque et les moyennes globales, toutes coquilles confondues, du Malm sont de 0 à 4‰ pour le $\delta^{13}C$ et entre 1 à -3‰ pour le $\delta^{18}O$. Les valeurs obtenues dans mes échantillons sont également comparables à valeurs obtenues dans les échantillons qui ont été prélevé avec une moindre résolution par Brigaud (2006). La calcite des huîtres et des *Trichites*, tous deux mollusques bivalves, précipite en équilibre avec l'eau dans laquelle la coquille est secrétée. Nous pouvons donc considérer ici que les coquilles sélectionnées représentent la composition isotopique $\delta^{18}O$ de l'eau de mer (Wefer et Berger 1991). Le graphique de la figure 3.6 présentant les valeurs $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ montrent que les échantillons utilisés se retrouvent dans la fenêtre des valeurs de Picard (2001) ou Martin-Garin (2005).

III.1.2.2.1.2 Une signature marine variable

Des formations calcaires affectées par les fluides météoriques et l'enfouissement détiennent des valeurs isotopiques particulièrement basses pour l'oxygène (Melim *et al.*, 1995). Nos échantillons ont des valeurs isotopiques qui correspondent à une signature marine.

L'écart entre le $\delta^{18}O$ des échantillons de roche totale et celui des coquilles est plus important dans les roches à grains grossiers (grainstones). Ces roches étaient initialement les plus poreuses et le ciment est affecté par un signal météorique plus important. Les valeurs systématiquement plus négatives du $\delta^{18}O$ de la roche encaissante et des huîtres légèrement luminescentes -ou dont le prélèvement a pu être contaminé par la roche encaissante- par rapport aux huîtres non luminescentes, reflètent l'influence de la diagenèse. Le rapport isotopique du carbone est normalement moins affecté que l'oxygène par la diagenèse compte tenu de la composition de l'eau : les échanges atomiques d'O de l'H_2O des fluides avec la roche ($CaCO_3$) sont courants, plus rares sont ceux du C contenu dans les fluides avec la roche.

Pour une même température l'eau douce a un rapport isotopique beaucoup plus faible que l'eau de mer. Les massifs émergés les plus proches (Massif Londres-Brabant à ~100 km) et apportant

potentiellement de l'eau douce sont relativement éloignés et les apports terrigènes sont très faibles. Ce massif vestige de l'orogène calédonien et hercynien est par ailleurs peu étendu et d'altitude relativement faible (Ziegler, 1990). Les variations de salinité si elles existent ne sont certainement pas dues à un apport d'eau douce fluviatile.

Le graphique des valeurs croisées indiquent que $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ ne sont pas fortement corrélés. D'après Jenkyns (2003), plus ces valeurs sont corrélées plus les échantillons sont affectés par la diagenèse. Il est donc normal d'avoir un coefficient de corrélation plus élevé pour les roches encaissantes.

III.1.2.2.1.3 Diagenèse et origine biologique

L'approche diagénétique a été abordée plus haut : l'observation des microstructures en microscopie optique et en cathodoluminescence et la sélection minutieuse des échantillons analysés limitent le danger d'utiliser des coquilles affectées par la diagenèse. De plus, contrairement aux bélémnites (Rosales *et al.*, 2004 a et b ; Wierzbowski H., 2004), les Ostreidae et *Trichites* sont des bivalves benthiques respectivement fixés et hémiendobiontes et qui « voyagent » donc relativement peu. Ils reflètent alors plus précisément la composition de l'eau dans ce milieu peu profond. Les coquilles prélevées sont issues de bancs qui, dans leur ensemble, ont subi la même histoire diagénétique, en tout cas au moins d'un point de vue mésogenèse et télogenèse. La diagenèse précoce est principalement contrôlée par la texture initiale du sédiment (porosité) et la circulation des fluides. Le signal obtenu est à ce stade, uniquement expliqué par la texture de la roche (cf. différence dans les valeurs du $\delta^{18}O$ du sédiment) et ce signal masque les disparités qui peuvent avoir une autre explication.

La composition et le fractionnement isotopique sont assez connus chez les Ostreidae (Lartaud, 2007) moins chez *Trichites*. Cependant la comparaison dans un même banc des valeurs trouvées dans une huître et dans un *Trichites* montre qu'il n'y a pas de fractionnement spécifique du $\delta^{18}O$ chez *Trichites* par rapport aux Ostreidae (Brigaud *et al.*, 2009).

III.1.2.2.1.4 Variations saisonnières

Les huîtres des environnements tropicaux actuels enregistrent dans leur coquille les variations saisonnières (Lartaud, 2007). Ces variations ont également été observées dans des huîtres fossiles oxfordiennes (Brigaud *et al*., 2008). Ces observations indiquent que les huîtres utilisées sécrètent leur coquille en continu toute l'année, et certains de nos échantillons sont issus des mêmes niveaux que Brigaud. Les coquilles utilisées pour notre étude sont de taille adulte et donc âgées de plusieurs saisons. Le prélèvement a été fait sur plusieurs couches de la coquille. La valeur isotopique pour chaque coquille est donc basée sur une moyenne pluri-saisonnière. L'amplitude des variations intra- et inter-échantillons varie en fonction des saisons mais également en fonction de la profondeur d'eau. De plus grandes amplitudes sont observées dans les environnements les moins profonds dans les observations de Brigaud *et al*. (2008), bien que les travaux de Swart et Leder (1996) démontrent que les changements dans les premières dizaines de mètres des environnements tropicaux ouverts de Jamaïque soient négligeables. L'amplitude thermique saisonnière des eaux de surface tropicales actuelles est de l'ordre de 7,5°C en moyenne alors qu'elle est de 5°C à 50m de profondeur.

III.1.2.2.1.5 Les isotopes du Carbone

Le fractionnement des isotopes ^{13}C et du ^{12}C peut-être du à différents processus physiques (coefficient de diffusion) ou biologique (par exemple la photosynthèse). Le $\delta^{13}C$ biogénique du CO_2 extrait des roches carbonatées est influencé par « l'effet vital » des organismes (Mc Connaughey *et al.*, 1989). Des valeurs de $\delta^{13}C$ peu élevées signifient que le ^{12}C est relativement abondant. Une hypothèse consiste à expliquer ces valeurs basses chez les bivalves benthiques par le résultat de l'oxydation de la matière organique qui passe des strates superficielles enrichies en ^{12}C vers le fond (Kroopnick *et al.*, 1977 ; Malchus et Steuber, 2002). Bien que le fractionnement des isotopes du carbone soit fortement lié à la biologie des organismes (Wefer et Berger, 1991), on peut considérer ici que l'allure de la courbe reflète la composition du carbone dissout résultant du carbone organique *in situ* car les courbes correspondant aux coquilles et la roche encaissante sont parallèles et très proches l'une de l'autre. Cela dit, les faibles variations des valeurs et le confinement des environnements ne peuvent permettre d'interpréter le $\delta^{13}C$ en terme d'enfouissement ou de dégradation importante de la matière organique qui entraînerait un déséquilibre notable de la balance ^{13}C / ^{12}C.

Les valeurs $\delta^{13}C$ de l'Est du bassin de Paris sont d'un ordre de grandeur similaire à celui obtenu dans des dépôts de plate-forme de l'Oxfordien-Kimméridgien du Sud de l'Allemagne (Bartolini *et al.*, 2003). La courbe du $\delta^{13}C$ évolue en parallèle du $\delta^{18}O$, avec des écarts de valeurs moins marquées que pour le $\delta^{18}O$.

Les coquilles présentent un allègement systématique en $\delta^{13}C$ (~0.5) par rapport au sédiment encaissant. Contrairement à l'explication diégénétique évoquée pour les isotopes de l'oxygène, ce décalage pourrait être lié à un fractionnement particulier des coquilles d'huîtres.

III.1.2.2.1.6 Signification des valeurs isotopiques d'un point de vue paléoenvironnemental

La courbe des températures (fig. 3.8) calculées à partir du $\delta^{18}O$ traduit une diminution de la température vers le sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et dans les Calcaires à astartes. Les valeurs plus élevées de $\delta^{18}O$ dans les Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à astartes suggèrent un changement dans la composition de l'eau qui pourrait être également en relation avec des fluctuations de salinité. Une telle interprétation serait d'ailleurs cohérente avec la diversité décroissante des faunes rencontrées dans cet environnement lagonaire. Pourtant, différencier ces deux paramètres est à ce stade délicat, d'autant plus que les variations de températures sont d'un ordre de grandeur raisonnable (aucune valeur aberrante). L'augmentation du $\delta^{18}O$ au sein des CCG et des Calcaires à astartes est progressive. Si seule la salinité qui changeait, les faunes sténohalines disparaitraient rapidement. Ce qui n'est pas le cas. Il n'est pourtant pas à écarter que quelques points de salinité peuvent suffire pour modifier le $\delta^{18}O$ et ne pas suffire à décimer les populations…

Un argument en défaveur d'une hyper salinité est le fait que les valeurs varient finalement assez peu (de -3 vers -1‰ en moyenne de la première moitié de la coupe vers la seconde moitié). Or, une hypersalinité implique des variations dans la teneur en O_2. Les indices de dysoxie observé à travers la faune n'apparaissent qu'après les valeurs les plus basses de $\delta^{18}O$. Autrement dit s'il y a eu une variation importante du degré de salinité, elle n'a pas eu d'effet sur l'oxygénation.

III.1.2.2.2 Informations tirées de l'analyse élémentaire :

III.1.2.2.2.1 Les teneurs en éléments Mn, Fe, Ca et Sr

La concentration en Mn, Fe, Sr et Mg fournit des informations entre autres sur l'état diagénétique de la coquille. Les teneurs en Fe et Mn augmentent généralement au cours de la diagenèse alors que la teneur en Sr et Mg a tendance a diminuer dans les coquilles fossiles (e.g. Veizer, 1983 ; Jones *et al.*, 1994 ; McArthur, 1994 ; Schneider *et al.*, 2008). Fe est peu soluble en conditions oxydantes et sa teneur est fonction des conditions redox au cours de la diagenèse. Les coquilles de mollusques actuels ont une teneur en Strontium entre 1000 et 1500 ppm (Foster et Chacko, 1995). Les bivalves intègrent une quantité non négligeable de Sr durant leur développement en remplacement du Ca. La diagenèse et la circulation de fluides chargés en Ca dans les porosités de la roche entraînent un remplacement du Sr par le Ca lors de la recristallisation. Ce phénomène entraîne une diminution de la teneur en Sr par rapport à la teneur initiale (du vivant de l'animal). Les valeurs en Sr relativement basses obtenues lors de nos mesures indiquent une influence non négligeable de la diagenèse.

La gamme de valeurs révélées dans cette étude est comparable à celle d'autres études sur les huîtres du Jurassique supérieur du Bassin lusitanien (cf tableau de Schneider *et al.*, 2008) et la teneur en Sr des huîtres est souvent plus faible que dans les bélemnites (comparé à Mc Arthur, 1994 par exemple). La teneur en Mn de nos échantillons est très faible voire nulle.

La concentration en Fe peut atteindre 840 ppm mais 75% des échantillons se situent entre 100 et 250 ppm (Fig. 3.15). Ces valeurs sont assez faibles. Rosales *et al.* (2004b) sélectionnent les individus les mieux préservés en fonction d'une teneur en Fe maximale de 250 ppm. Les tirs dans les échantillons ayant une concentration en Fe supérieure à 400 ppm (G4 et G1B, Fig.3.13) ont de forte de chance d'être des tirs correspondant à des parties de la coquille affectées par la diagenèse et ces tirs n'ont pas été pris en compte.

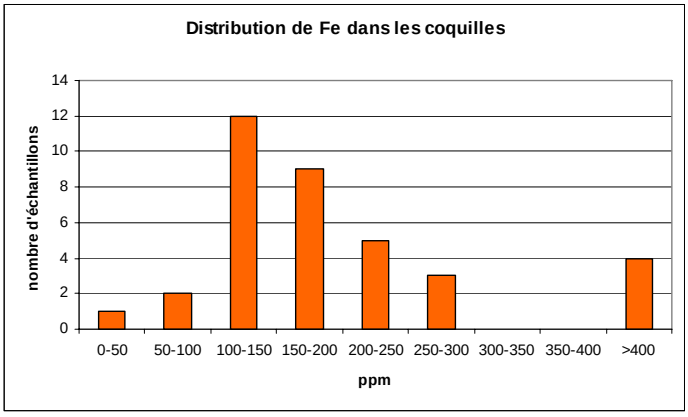


Figure 3.15 Diagramme représentant la teneur en Fe dans les échantillons par intervalle de 50 ppm.

III.1.2.2.2.2 Température et salinité, rapports Mg/Ca et Sr/Ca

<u>- Mg/Ca</u>

Des études expérimentales démontrent que le rapport Mg/Ca dans les coquilles calcitiques et le rapport Sr/Ca dans les coquilles aragonitiques varient essentiellement avec la température de l'eau (Berlin *et*

al., 1967 ; Beck *et al.*, 1992 ; Schrag, 1999 ; Purton *et al.*, 1999 ; Lear *et al.*, 2000; Lear *et al.*, 2002, Rosales *et al.*, 2004a et b). Ces rapports peuvent être utilisés en tant que proxy de la paléotempérature des eaux des océans (e.g. Dwyer *et al.*,1995 ; Lear *et al.*, 2000; 2002). Mc Arthur *et al.* (2000) ont récemment trouvé une relation entre la composition élémentaire (Sr/Ca, Mg/Ca, Na/Ca) et le $\delta^{18}O$ de rostres de bélemnites mais ces données sont pour le moment difficiles à calibrer car les bélemnites n'existent plus. D'après Rosales *et al.* (2004b), plus le rapport Mg/Ca est élevé dans la calcite d'origine marine, plus la température de l'eau est élevée alors qu'un rapport Mg/Ca bas marque de basses températures. Les valeurs Mg/Ca les plus basses de la coupe de Gudmont-Villiers correspondent aux valeurs les plus élevées de $\delta^{18}O$ (c'est-à-dire les plus basses en termes de températures). $\delta^{18}O$ et Mg/Ca vont dans le même sens si on les considère comme proxy de la paléotempérature.

Les plupart des Ostreidae secrètent une coquille principalement calcitique, le myostracum étant généralement aragonitique. Le changement minéralogique (aragonite vs calcaite) observé chez des individus dès le début du Jurassique est certainement lié à une adaptation permettant un plus faible coût métabolique de la sécrétion de la coquille (Hautmann, 2006). Checa *et al.* (2007) ont élevé des mollusques actuels (*Chlamys varia, Ostrea edulis* etc.) dans des eaux marines artificielles avec des concentrations en Mg variables (pour obtenir un rapport Mg/Ca largement supérieur à la moyenne actuelle qui est de 5,2). La plupart des taxons, notamment les *Ostrea*, ont survécu à ces taux élevés en secrétant des couches à dominante aragonitique. Cette expérience montre que la biominéralisation en calcite ou en aragonite gouvernée par le manteau du mollusque est dépendante des conditions chimiques de l'eau. Le rapport Mg/Ca est donc un proxy dépendant de la température et de la salinité. Par ailleurs, il a été démontré que la teneur en Mg dans la calcite (Mg remplace les atomes de Ca) est dépendante du degré de salinité (Schifano, 1982). Armendáriz *et al.* (2008) sur des brachiopodes du Viséen affirment que le rapport Mg/Ca est davantage relatif aux variations de température. La corrélation inverse entre les proxies Mg/Ca et le $\delta^{18}O$ démontre que les coquilles ont enregistrées un signal paléocéanographique régional.

Le rapport Mg/Ca de nos échantillons peut être interprété en tant qu'indicateur de température majoritairement, en complément des valeurs du δ18O ; les variations du $\delta^{18}O$ sont davantage contrôlées par la température lorsque la courbe de Mg/Ca y est fortement corrélée.

D'après Lartaud (2007), des équations $\delta^{18}Ow$ – Salinité peuvent être utilisées pour corriger l'effet de la salinité sur le $\delta^{18}O$ des coquilles actuelles, mais il reste à établir un marqueur fiable de la salinité dans des milieux aussi contrastés que les baies, lagons et estuaires fossiles. Il est encore difficile dans l'état des connaissances actuelles de corriger l'effet de la salinité sur les données isotopiques et élémentaires des coquilles fossiles.

Conclusion : Si on considère que les valeurs isotopiques de l'oxygène et les variations du rapport Mg/Ca sont majoritairement représentatives de la température, la courbe montre clairement une tendance au rafraîchissement au niveau du sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et des Calcaires à astartes. Les températures passent d'une moyenne de 22,2°C dans les Calcaires à serpules de Gudmont à une moyenne de 18,3°C dans les Calcaires à astartes, avec des valeurs extrêmes de 26,6°C et 15,4°C respectivement dans chaque formation.

- Sr/Ca

Le rapport Sr/Ca est quant à lui plutôt lié au métabolisme des mollusques et à la vitesse de croissance de la coquille (Rosales *et al*., 2004b). Mc Arthur *et al.* (2007) considèrent ce rapport dans des bélemnites du Toarcien comme un bon marqueur de paléotempératures. Mais une influence minime incomprise de la diagenèse, l'absence de corrélation entre le rapport Sr/Ca et des données isotopiques ainsi que le manque de données dans la littérature ne me permettent pas d'interpréter les variations du Sr en termes de métabolisme ou de proxy paléoenvironnemental. De plus la courbe montre une évolution difficile à comprendre. Remarquons juste que si une corrélation existe entre la concentration en Sr et la teneur en ^{13}C, les variations du rapport Sr/Ca pourraient être liées à la salinité ou à la qualité du métabolisme de l'organisme (Klein *et al.*, 1996). Cela reste difficile à démontrer pour le moment.

III.1.2.2.3 Interprétations des informations liées à la matière organique extractible

La très faible proportion de matière organique dans la série rend les contaminants dominants (BAQCs et composés associés).

La prédominance de la configuration αβ (configuration géologique) des hopanes à la base de la coupe puis l'apparition des configurations biologiques avec les isomères R plus abondants que les isomères S, va dans le sens d'une roche de moins en moins mature. La première moitié de la coupe est plus mature que la seconde. Classiquement, la nature de la configuration des hopanes est associée à la thermicité (c'est-à-dire à l'influence de la diagenèse) ce qui n'a pas forcément de sens ici, avec des carbonates. Dans nos échantillons, la préservation de la matière organique est meilleure dans les niveaux où la texture de la roche est la plus fine (mudstone des Calcaires à astartes). Nous pouvons émettre l'hypothèse que la matière organique est plus protégée physiquement lorsque qu'elle est associée à la boue carbonatée fine. La distribution des hopanes dans les échantillons très calcaires, typique d'une roche mature, est certainement due plutôt à une mauvaise préservation de la matière organique dans les roches à granulométrie élevée qu'à l'état de maturation de la matière organique. Il est délicat d'utiliser les hopanes comme marqueurs de thermicité dans les roches carbonatées. L'oxydation peut par ailleurs avoir le même effet que la thermicité (Elie *et al.*, 2000).

Le pristane et le phytane, dérivés de la chlorophylle, sont souvent associés à l'état et la nature de la source au moment du dépôt. Ces molécules évoluent normalement indépendamment des hopanes. Le faible rapport Pr/Ph dans les Calcaires crayeux de Gudmont indique que ces dépôts sont issus des milieux les plus réducteurs ce qui est contradictoire avec les données paléontologiques. Ce rapport, seul, est difficile à interpréter puisqu'il peut également être associée à la nature biologique de la source (bactéries et coccolites ne dégradent pas le phytol de la même manière). Si ce faible rapport se réfère à l'état initial de la matière organique au moment du dépôt ou lors de la diagenèse très précoce, les conditions de l'environnement pendant le dépôt ou sitôt le dépôt terminés étaient réductrices. Ce qui amène à suggérer des conditions plutôt dysoxiques voire anoxiques.

Conclusion : Le rapport Pr/Ph et l'évolution des hopanes sont les principales informations apportées par l'analyse de la matière organique. Considérant la prédominance des contaminants et l'allure générale des chromatogrammes le long de la coupe, nous pouvons affirmer, d'une part qu'aucun changement important dans la nature de la matière organique n'est observé, d'autre part qu'il parait difficile d'interpréter ces maigres données en termes de variations environnementales au moment du dépôt.

III.1.3. La disparition progressive de la faune dans les Calcaires à astartes

Il est possible de formuler une hypothèse explicative sur les événements précurseurs de la crise de la production carbonatée à la limite Oxfordien-Kimméridgien, pressentie dans la disparition progressive de la faune, à partir des résultats paléontologiques et géochimiques qui viennent d'être décrits.

Après un épanouissement faunistique dans des environnements à hydrodynamisme assez élevé, bien oxygéné et euhalin (climax de la succession dans l'unité 1 des Calcaires crayeux de Gudmont), les sédiments des Calcaires à astartes, fins et déposés dans des eaux calmes, sont caractérisés par la petitesse et la rareté de la faune. L'intervalle maximal régressif a déstabilisé les faunes marines et modifié les sources de la matière organique terrestre (changements de palynofaciès). L'oxygène vient à manquer (bivalves de petites tailles et microfossiles ubiquistes, serpules et terriers d'environnements potentiellement dysoxiques) à partir de la base des Calcaires à astartes. Quelques suspensivores (astartes sténohalines) soulignent une salinité normale. Des apports épisodiques de tempêtes fournissent des niveaux coquilliers et des organismes du large (radiolaires). Depuis la base des Calcaires crayeux de Gudmont la courbe des températures diminue progressivement jusqu'à atteindre des degrés intolérables pour des communautés sténothermes (notamment les coraux) dans les Calcaires à astartes. Les valeurs les plus élevées du $\delta^{18}O$ pourraient indiquer une basse température et une hypersalinité (non prouvée) liée ou non à la baisse de l'oxygénation. La crise correspondant à la partie quasi azoïque des Calcaires à astartes pourrait donc être liée à une cause de facteurs multiples qui coïncident et/ou qui s'induisent les uns les autres : un changement de salinité qui entraîne une baisse de l'oxygénation concomitant avec une diminution progressive de la température.

Reste à savoir pourquoi la température diminue et l'oxygène manque …

III. 2. LES PUITS DU LABORATOIRE DE BURE

Le matériel extrait des puits de Bure a déjà été étudié par une équipe pluridisciplinaire et les résultats sont consignés dans le rapport FORPRO 2001.II « Paléoenvironnements du site de Bure ». Une publication, dans laquelle ma contribution concerne l'observation des algues et des foraminifères en lames minces, est en préparation (Lathuilière *et al.*). Elle s'attache plus particulièrement au Kimméridgien de Bure, des Calcaires crayeux de Gudmont aux Marnes à exogyres supérieures.

Le paragraphe qui suit propose un résumé des données paléontologiques acquises dans le cadre du programme FORPRO. Ces données sont augmentées d'une série d'analyses réalisées dans le

cadre de cette thèse, d'une part sur les microfossiles observés en lames minces et d'autre part sur la matière organique extractible.

III.2.1. Résultats

III.2.1.1 Paléontologie

III.2.1.1.1 Données paléontologiques du rapport Forpro

La figure 3.16 illustre la totalité des taxons macrofossiles récoltés dans les verses et leurs quantités relatives. Le tableau qui suit (III.2.2) permet de présenter les résultats des interprétations paléoenvironnementales contenues dans le rapport Forpro.

- Les Calcaires à serpules de Gudmont sont relativement riches en Lituolidae (*A. jaccardi*, *Everticyclammina*, *Pseudocyclammina*,et *N. oolithica*). Les *Lenticulina* sont également présentes régulièrement.
- La base de l'Oolithe de Lamothe est marquée par des niveaux contenant de nombreux Textulariidae, des *Lenticulina* et quelques Miliolidae. Un niveau à microencroûtants (*L. aggregatum* et *Bacinella*) est observé dans la verse PPA1052. Les échantillons du sommet contiennent peu de foraminifères, mais de nombreuses algues vertes.
- Les Calcaires crayeux de Gudmont sont la formation la plus diversifiée en foraminifères, tout comme à Gudmont-Villiers. La base de la formation est plutôt riche en foraminifères agglutinés complexes, groupés en ce que l'on a nommé « Association B » dans la coupe de Gudmont, et accompagnés de nombreuses dasycladales. Au-dessus de ce niveau le grainstone montre la présence de microencroûtants. Les algues sont également nombreuses : des dasycladales représentées principalement par *Salpingoporella annulata* mais également *Salpingoporella sp*. et *Otternstella lemensis*, ou encore les algues *Cayeuxia piae* ainsi que *Thaumatoporella*. Le sommet est riche en petit benthos (association A : *Textularia*, *Labalina*, petits agglutinés).
- Les Calcaires à astartes sont quasiment dénués de microfossiles. Des débris d'échinodermes (échinides et ophiurides) sont parsemés dans les lames. Les lames du sommet présentent quelques lenticulines et agglutinés complexes.
- Quelques lenticulines et textularides sont présents dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères. Les *Lenticulina* et Nodosaridae deviennent récurrents dans les Marnes à exogyres inférieures.

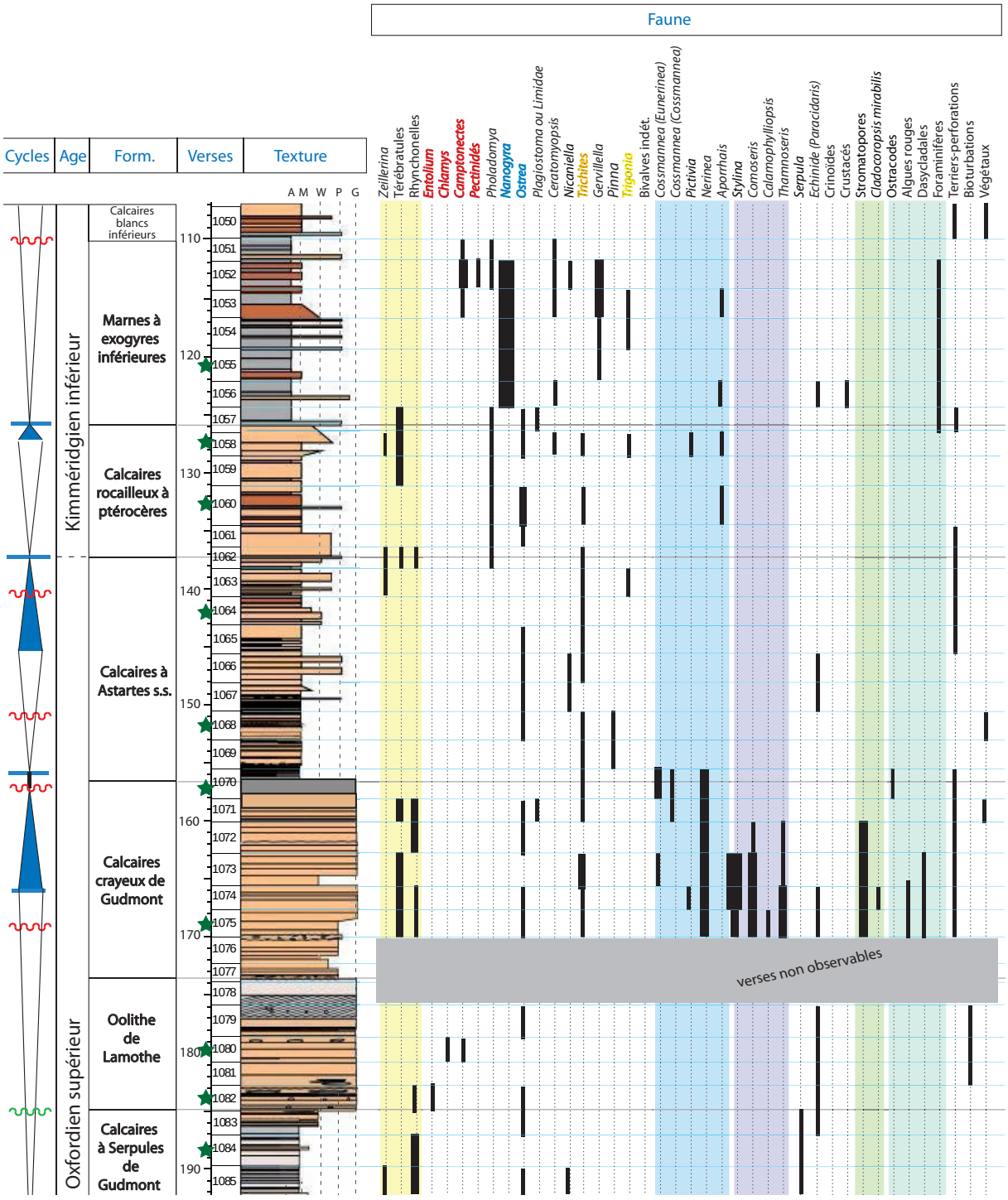


Figure 3.16. Coupe lithologique du puits principal d'accès de Bure, distribution des macrofossiles d'après Lathuilière *et al.* (2006) et cadre séquentiel. Les étoiles vertes indiquent les verses qui ont été échantillonnées pour l'analyse de la matière organique soluble.

III.2.1.1.2 Les Microfossiles en lame mince, nouvelles données (Fig. 3.17)

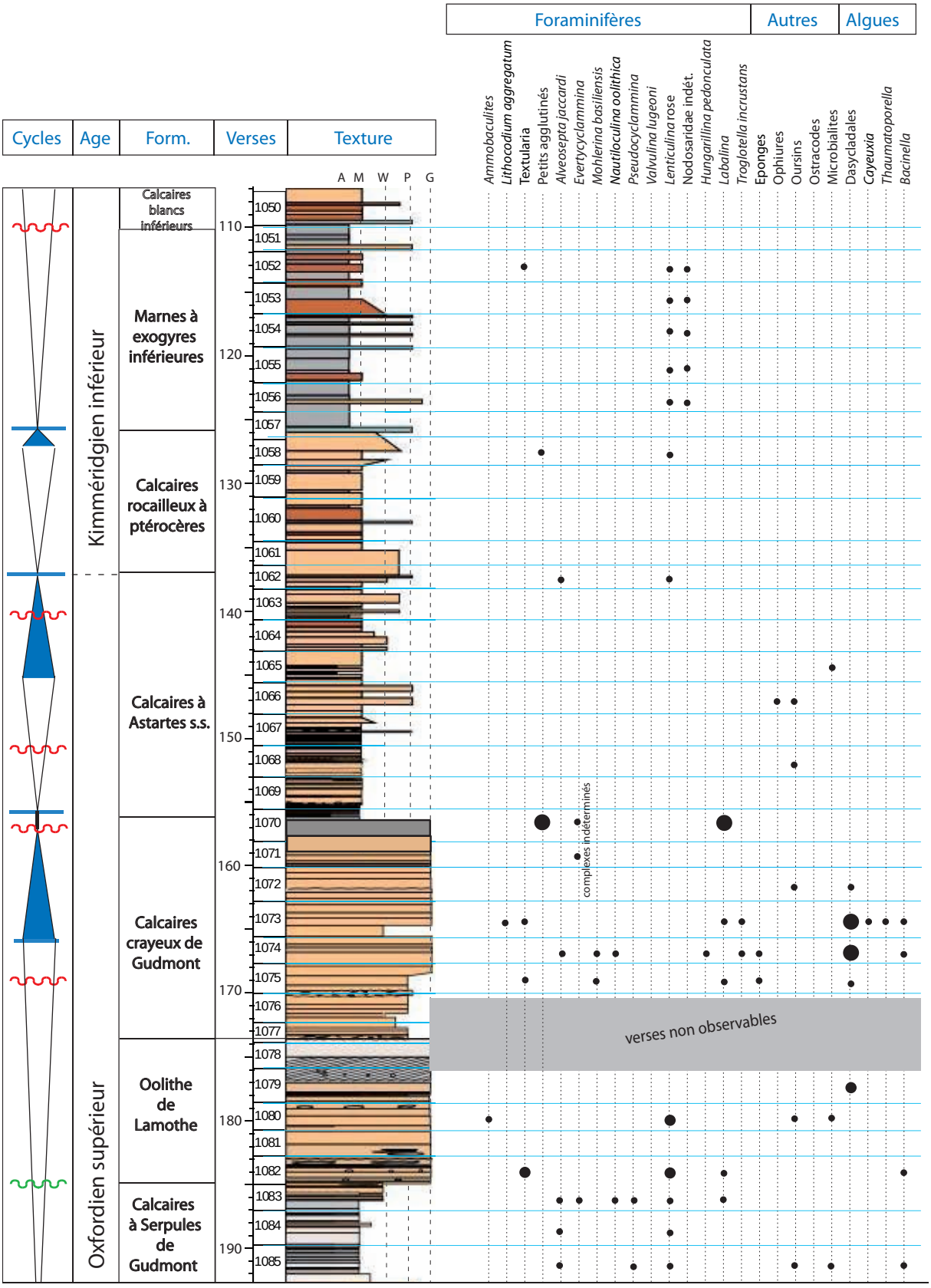


Figure 3.17. Coupe lithologique du puits principal d'accès de Bure, distribution de la microfaune et cadre séquentiel.

III.2.1.2 Géochimie organique, nouvelles données

Le rendement (en mg d'extrait organique/g de roche) a été calculé pour chaque échantillon. Les valeurs sont un peu plus élevées que pour Gudmont mais ne dépassent pas $2{,}93.10^{-2}$ mg/g. Les proportions pondérales des fractions aliphatiques, aromatiques et composés polaires (Fig. 3.18) sont respectivement de 27, 11 et 62 % en moyenne. La fraction de molécules aliphatiques voit son pourcentage augmenter le long de la coupe et les aromatiques sont relativement bien représentés. Il faut noter la différence de distribution de l'échantillon des Marnes à exogyres inférieurs par rapport aux autres échantillons. Cette spécificité lié à un événement anoxique a déjà été observée par Elie *in* Lathuilière *et al*. (2006) Les Calcaires rocailleux à Ptérocères (PPA1058) ont une distribution qui se rapproche plus de celle des Calcaires à astartes (PPA1068, 1064).

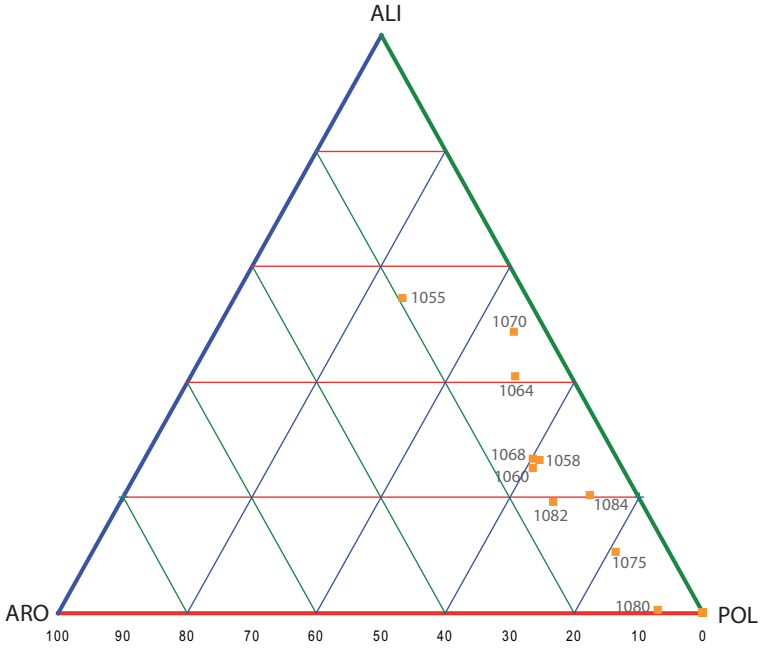


Figure 3.18. Diagramme ternaire les proportions pondérales relatives des fractions aliphatique, aromatique et polaire pour chaque échantillon de le forage de Bure

La distribution des composés aliphatiques significatifs, la prédominance des conformations ββ et αβ ainsi que le rapport pristane/phytane, sont résumés dans le tableau 3.4.

Les chromatogrammes ont globalement la même allure sauf pour l'échantillon PPA 1055. Les chromatogrammes ont une distribution bimodale. Les hopanes présentent une faible imparité, ils sont majoritairement de conformation αβ. Les BACQs et méthylalcanes divers ainsi que les benzohopanes sont reconnaissables. Ceci indique une très faible maturité thermique contrairement au reste de la colonne. Des pics de cadalène sont rencontrés dans les échantillons 1060 et 1058.

Les valeurs du rapport Pr/Ph varient de 0,69 à 1,71. Les valeurs les plus faibles sont toutes celles associées aux échantillons provenant de la formation des Calcaires crayeux de Gudmont comme à Gudmont-Villiers.

Verses	iso-alcanes	cyclo-alcanes	hopanes				remarques
	rapport Pr/Ph	BACQs et associés	saturés ou insaturés	αβ	ββ	isomères S ou R	
PPA 1055	1,71	+	insaturés	+	++	1 pic	
PPA 1058	1,03	++	saturés	++	-	1 pic	cadalène
PPA 1060	1,23	++	saturés	++	-	1 pic	cadalène
PPA 1064	1,02	++	saturés	++	-	R>S	
PPA 1068	1,15	++	saturés	++	-	R>S	
PPA 1070	1,17	++	saturés	++	-	R>S	
PPA 1075	0,69	++	saturés	++	-	R+S	
PPA 1080	1,17	++	saturés	++	-	R+S	
PPA 1082	1,18	++	saturés	++	-	R+S	
PPA 1084	0,86	++	saturés	++	-	R+S	

Tableau 3.4 Rapport Pristane/Phytane, abondances des BACQS ainsi que des hopanes suivant leur configuration dans les échantillons analysés du puits principal d'accès de Bure

L'échantillon PPA1055 des Marnes à exogyres inférieures se démarque des autres échantillons. D'une part il y a prédominance de hopanes avec une conformation ββ par rapport aux αβ et la présence de hopènes. D'autre part le chromatogramme de la fraction aromatique (m/z=133, 134) est caractérisé par des pics qui représentent des dérivés de l'isoréniératène (Koopmans *et al.*, 1996). Les bactéries chlorophylliennes sulfureuses anaérobiques de la famille des *Chlorobiaceae* sont les seuls organismes à synthétiser des caroténoïdes de la classe de l'isoréniératène. Les produits diagénétiques de ce biocaroténoïde sont donc utilisés comme marqueur d'anoxie de la zone photique (Summons et Powell, 1987; Koopmans *et al.*, 1996). Cette observation a été décrite également par Elie *in* Lathuilière *et al.* (2006). Il associe la transformation diagénétique de l'isoréniératène à l'établissement de conditions euxiniques dues à la stagnation des eaux profondes permettant le dépôt de marnes.

Interprétation : [7] La très faible proportion de matière organique dans la série rend les contaminants une nouvelle fois prédominants (BAQCs et composés associés).

De la même façon que pour la coupe de Gudmont-Villiers, les Calcaires crayeux de Gudmont présentent le rapport Pr/Ph le plus faible de la succession de Bure. Un faible rapport Pr/Ph est traditionnellement synonyme de milieu réducteur, or, d'après la faune fossile, les niveaux des Calcaires crayeux de Gudmont ne correspondent pas aux niveaux les plus réducteurs. Cette observation reste inexpliquée.

Les hopanes de configuration αβ (configuration géologique) sont majoritaires, indiquant une maturité thermique assez élevée de la roche. La préservation de la matière organique est meilleure dans les niveaux où la texture de la roche carbonatée est la plus fine (mudstone des Calcaires à astartes) et dans les argiles.

[7] Remarque : les paragraphes de police bleue correspondent à l'interprétation qui découle de la description des résultats. Par la suite, cela évitera le retour vers les données.

L'échantillon PPA1055 de la base des Marnes à exogyres inférieures marqué par des indices d'anoxie coincide avec les observations déjà effectuées dans Lathuilière *et al.* (2006). Un événement anoxique caractérise la base de la première formation marneuse kimméridgienne.

III.2.2. Interprétations paléoenvironnementales et géochimie

III.2.2.1 Reconstitutions paléoenvironnementales

La résolution stratigraphique[8] étant moins élevée que celle de Gudmont-Villiers, les interprétations paléoenvironnementales sont moins précises. Le tableau 3.2 résume l'état des différents paramètres environnementaux reconstitués dans la succession des Calcaires à serpules de Gudmont aux Marnes à exogyres inférieures.

- Les fossiles trouvés dans les Calcaires à serpules de Gudmont sont peu nombreux certainement en liaison avec un biais de récolte. Le faciès est principalement mudstone avec quelques passées wackestone. L'assemblage de bivalves endobiontes est remarquable et la présence d'ichnofossiles indique un substrat relativement meuble. L'association de brachiopodes (*L. matronensis, S. pinguis* et *Z. lorioli*) est comparable à celle de Gudmont et indique peu de variations de salinité. Plusieurs espèces de foraminifères complexes ont été identifiées. Elles sont typiques des environnements lagonaires. On ne rencontre aucun petit agglutiné.
- La formation de l'Oolithe de Lamothe est pauvre en faune. Ces bancs à faciès grainstone-micrograinstone à ooïdes mal triées présentent des bioturbations et des éléments remaniés : quelques bivalves et, en lames, des fragments d'échinodermes ainsi que des lenticulines et des Textulariidae. L'ensemble des éléments fossiles ou non squelettiques remaniés caractérise un milieu soumis à un fort hydrodynamisme. Cette formation, typique d'un environnement de barrière, est plus épaisse à Bure qu'à Gudmont : 11,5 m au lieu de 6.
- Dans les Calcaires crayeux de Gudmont : alors que les foraminifères en lavages sont peu nombreux, les lames minces montrent la présence de nombreux foraminifères benthiques. D. Groshény (*in* Lathuilière *et al.*, 2006) évoque un substrat défavorable et des conditions d'oxygénation particulières dans les bancs marneux, mais les bancs calcaires s'avèrent riches en faune. La présence d'éponges (Stromatopores et *C. mirabilis*) indique un milieu lagonaire. Des coraux (Ecozone à *Stylina* dans le rapport Forpro Lathuilière *et al.*, 2006) confirment l'environnement lagonaire. Les Pectinidae sont absents de ces strates et quelques épi- et endobiontes perforants ont été identifiés. D'un point de vue sédimentologique, la partie inférieure indique un environnement d'arrière barrière alimenté ponctuellement par des tempêtes (grainstone à rudstone). La partie supérieure des Calcaires crayeux de Gudmont est traversée par un niveau à oncoïdes et contient peu de faune, ce qui suggère un environnement lagonaire un peu plus protégé.
- Les Calcaires à astartes marquent une chute de la biodiversité. Seuls quelques Ostreidae, Astartidae, *Trichites* et des terriers ont été observés. D'un point de vue microscopique, les foraminifères sont

[8] Chaque verse correspond au volume de roche de la hauteur d'une volée, c'est-à-dire à 2 à 3 m de hauteur.

représentés uniquement par de rares TVT et les lames présentent de nombreux restes d'échinides. Le sommet des Calcaires à astartes est caractérisé par des niveaux glauconieux marquant un maximum transgressif. Les valeurs de $\delta^{18}O$ sont plus élevées : si l'on considère ce rapport isotopique uniquement en termes de paléothermomètre, les températures se rafraichissent. Cette élévation peut également marquer une hypersalinité.

- Les Calcaires rocailleux à Ptérocères sont remarquables d'un point de vue fossile avec la présence d'*Apporhais* ainsi que de bivalves fouisseurs et de Pectinidae. Les traces de tempêtes sont plus fréquentes et cela signale une ouverture.

	Calcaires à serpules de Gudmont	Oolithe de Lamothe	Calcaires crayeux de Gudmont	Calcaires à astartes	Calcaires rocailleux à Ptérocères	Marnes à exogyres inférieures
Brachiopodes	**+++**	**+**	**+++**	**-**	**++**	**-**
Bivalves épibiontes	**-**	**+**	**-**	**+**	**+**	**++**
Bivalves endobiontes	**++**	**+**	**++**	**+**	**++**	**+**
Nerineidae	**-**	**-**	**+++**	**+**	**+**	**-**
Autres gastropodes	**-**	**-**	**++**	**-**	**+**	**+**
Cnidaires	**-**	**+**	**+++**	**-**	**+**	**-**
Spongiaires	**-**	**-**	**++**	**-**	**-**	**-**
Échinodermes	**+**	**+**	**+**	**+**	**-**	**+**
Algues	**-**	**+**	**++**	**-**	**-**	**-**
Foraminifères	**+**	**+**	**+++**	**+**	**+**	**+**
Crustacés	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**	**+**
Terriers/bioturbations	**-**	**++**	**+**	**+**	**+**	**+**
Serpules	**+**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**
Texture	M	G	W-P-G	M	M-W	A-M
Température	assez élevée	élevée	élevée (18-25°C)	légère baisse ?	-	**-**
Salinité	euhalin		euhalin	?	-	-
Hydrodynamisme	plutôt calme, tempêtes possibles	élevé	un peu agité	calme	calme	calme
Oxygénation	bonne	bonne	bonne	?	dysoxie	dysoxie à anoxie
Luminosité	bonne	bonne	bonne	bonne	moins bonne ?	?
Profondeur	faible	faible	très faible	très faible	un peu plus profond (infralittoral)	plus profond
Substrat	meuble stable ; arénite-lutite	instable, rudite	dur, plus ou moins stable, arénite-lutite	ferme à dur, stable, lutite	variable (mou et ferme), lutite à argiles	variable (plutôt mou), argileux et stabilité variable
Turbidité	-	-	peut varier	possible légèrement turbide	légèrement turbide	légèrement turbide
Niveau trophique	oligo-mésotrophe	oligotrophe	oligotrophe	oligotrophe	oligotrophe à mésotrophe	plutôt mésotrophe
ENVIRONNEMENT	**Assez profond ou assez protégé**	**Barrière oolithique**	**Lagon ouvert peu profond et chaud**	**Lagon très peu profond et très abrité**	**Plate-forme peu profonde**	**Plate-forme plus ouverte**

Tableau 3.5 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans le forage de Bure et paléoenvironnements reconstitués par formation

● Les Marnes à exogyres inférieures marquent la première incursion marneuse dans une succession qui sera ensuite marquée par l'alternance équilibrée des argiles et des carbonates au Kimméridgien. Ces marnes caractérisent un milieu plus profond que précédemment et plus ouvert. La sédimentation argileuse très fine suggère que l'eau est légèrement turbide, ce qui est certainement déjà le cas dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères. Le milieu est bien oxygéné (Pectinidae) et le fond est couvert de petites huîtres *Nanogyra*. Les paléotempératures sont élevées et la salinité est normale. Des événements anoxiques ponctuels sont caractérisés par la présence de l'isoréniératène dans la matière organique soluble de certains bancs argileux.

III.2.2.2 Géochimie organique

La configuration géologique des hopanes prédomine et indique une roche sédimentaire immature d'un point de vue thermique. De la même façon que pour la coupe de Gudmont, les valeurs très faibles du rapport Pr/Ph calculées dans les Calcaires crayeux de Gudmont sont dues à l'oxydation de la matière organique. Les BAQCs et molécules associées provenant de contaminants persistent et dominent dans les échantillons très carbonatés.
La valeur très élevée de l'échantillon PPA1055 (Pr/Ph=1,7) confirme l'anoxie évoquée par Elie (*in* Lathuilière *et al.*, 2006) dans les Marnes à exogyres inférieures.
Les pics de cadalène dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères indiquent une contribution continentale non négligeable. Les marnes qui suivent ont un signal marqué par une contribution marine, signal qui sera celui des Marnes à exogyres supérieures du Kimméridgien.

Par ailleurs un événement anoxique (isoréniératène) a été identifié par Elie (in Lathuilière *et al.*, 2006) dans des dépôts marneux des Calcaires rocailleux à Ptérocères. Cet événement anoxique montre combien la teneur en oxygène des environnements de cette série peut rapidement varier.

III.2.2.3 Paléoenvironnements, microfossiles et cycles

Les Calcaires crayeux de Gudmont qui sont les niveaux les plus riches en foraminifères montrent trois associations microfauniques qui rappellent celles identifiées dans la coupe de Gudmont-Villiers. L'association A très diversifiée où le petit benthos domine, coïncide avec un haut niveau marin. L'association B constituée principalement de Lituolidae correspond au plus bas niveau marin relatif de la formation. L'association C, caractérisée par de nombreux microencroûtants et des algues plus abondantes, apparaît dans un niveau grossier des Calcaires crayeux de Gudmont ainsi que dans l'Oolithe de Lamothe.
Sans pouvoir reconnaître aussi clairement l'itération des associations que dans la coupe de Gudmont-Villiers, le lien entre les différentes associations identifiées statistiquement dans le chapitre précédent et les variations de la bathymétrie du lagon est confirmé.

III.2.2.4 Géochimie isotopique

Une analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans des coquilles (surtout des *Nanogyra*), semblable à celle effectuée pour les échantillons de Gudmont-Villiers, a été menée par L. Nori (partie paléontologie), D. Bartier (partie diagenèse) et F. Gauthier-Lafaye (partie isotopie) *in* Lathuilière *et al.* (2006). Les résultats de cette étude, comparables à ceux obtenus à Gudmont-Villiers, sont résumés ci-dessous.

- Les coquilles présentent un allègement systématique en $\delta^{18}O$ par rapport au sédiment encaissant dû à la cimentation météorique et à la nature de la roche initiale plus ou moins poreuse (écart de valeurs accentué dans les roches les plus poreuses telles que les grainstones des Calcaires crayeux de Gudmont).

- Ce décalage, plus discret, est également observé pour le $\delta^{13}C$ mais serait plutôt dû (comme à Gudmont-Villiers) à un fractionnement particulier des coquilles d'huîtres.

- Interprétées en termes de paléotempératures, le $\delta^{18}O$ indique une diminution de la température le long de la coupe. Les températures élevées des Calcaires crayeux de Gudmont sont cohérentes avec l'ensemble corallien lagonaire. Les valeurs élevées des Calcaires à astartes paraissent, pour les auteurs, ambigües d'un point de vue pétrographie de la diagenèse mais les amènent à considérer les Calcaires à astartes comme le signe d'une dérive vers des températures tempérées ou une hypersalinité. Les valeurs correspondant au passage Calcaires rocailleux à Ptérocères aux Marnes à exogyres inférieures montrent une grande instabilité autour de cette limite et l'effet de la diagenèse ne peut pas être aisément estimé.

Conclusion : La reconstitution des paléoenvironnements de Bure à travers les données paléontologiques et géochimiques conduit au constat d'un changement de la composition de l'eau dans les Calcaires à astartes. Les valeurs élevées du $\delta^{18}O$ et la faible diversité faunique ont été traduites par Gauthier-Lafaye et Lathuilière (*in* Lathuilière *et al.*, 2006) comme une hypersalinité potentielle du milieu. Le sommet des Calcaires à astartes est également marqué par une diminution de l'hydrodynamisme ce qui conduit à l'hypothèse d'une mauvaise oxygénation.

III. 3. DESCRIPTION DES COUPES DE VIGNORY, VOID-VACON ET MENIL-LA-HORGNE

III.3.1. La coupe de Vignory

La carrière de Vignory est située à 8 km au sud de Gudmont (fig 3.19). Comme dans de nombreuses carrières la coupe est difficile à lever complètement et seul le bas de chaque front de taille a pu être échantillonné. La succession traverse les formations des Calcaires à serpules de Gudmont, de l'Oolithe de Lamothe et une partie des Calcaires crayeux de Gudmont.

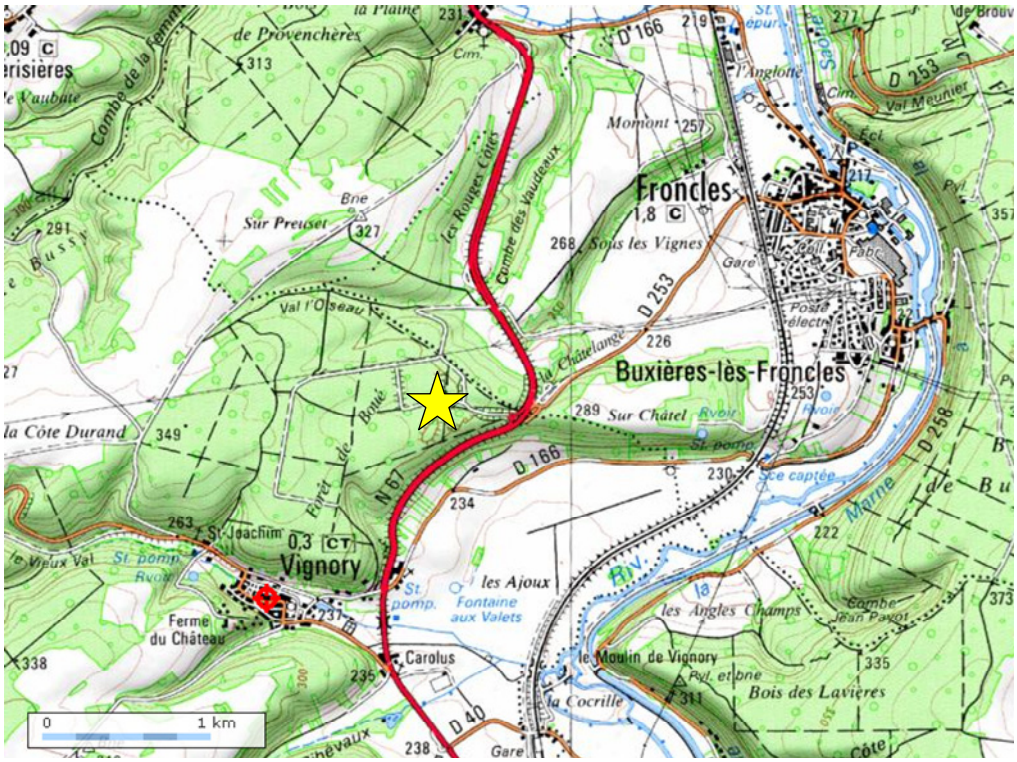


Figure 3.19 Situation géographique de la coupe de Vignory (IGN 1/25000)

● De nombreuses serpules et des terriers dans les bancs de la base ainsi qu'une texture très fine (mudstone gris) permettent de reconnaître le faciès des **Calcaires à serpules de Gudmont**. Le mudstone gris à serpules alterne avec quelques bancs plus argileux. Des passées bioclastiques à bivalves (coquilles brisées) et serpules apparaissent dans les derniers mètres de la formation. Quelques *Trichites* ont été observés mais ce faciès reste pauvre en macrofossiles. Les microfossiles sont représentés par de nombreux Lituolidae, concentrés parfois dans des zones limites entre deux microfaciès dont *Alveosepta* et *Everticyclammina* (Pl. 5).

Les serpules et les terriers permettent d'envisager une oxygénation variable à bonne du milieu ; les serpules peuvent aussi suggérer un milieu moyennement riche en nutriment (mésotrophe). Les Lituolidae et les dasycladales, typiques des environnements de plate-forme peu profonde, suggèrent un environnement assez restreint et lumineux. Les quelques hémi-endobiontes (*Trichites*) indiquent un substrat qui peut être mou. L'environnement de dépôt associé à cette faune pourrait être un environnement peu profond abrité, sous la limite d'action des vagues de beau temps mais soumis aux vagues de tempêtes (passées bioclastiques).

● Un changement de faciès est visible à environ 7 m de hauteur : le mudstone devient un grainstone oolithique à fragments de polypiers. Ce faciès marque le début de formation de l'**Oolithe de Lamothe**. Cette succession n'a pas pu être observée de près.

Le peu de roche observé (jumelles ou en blocs éboulés) rappelle l'Oolithe de la coupe de Gudmont-Villiers. Les coraux sont dissous et géodiques. Ce faciès évoque une barrière oolithique constituée de restes d'organismes remaniés.

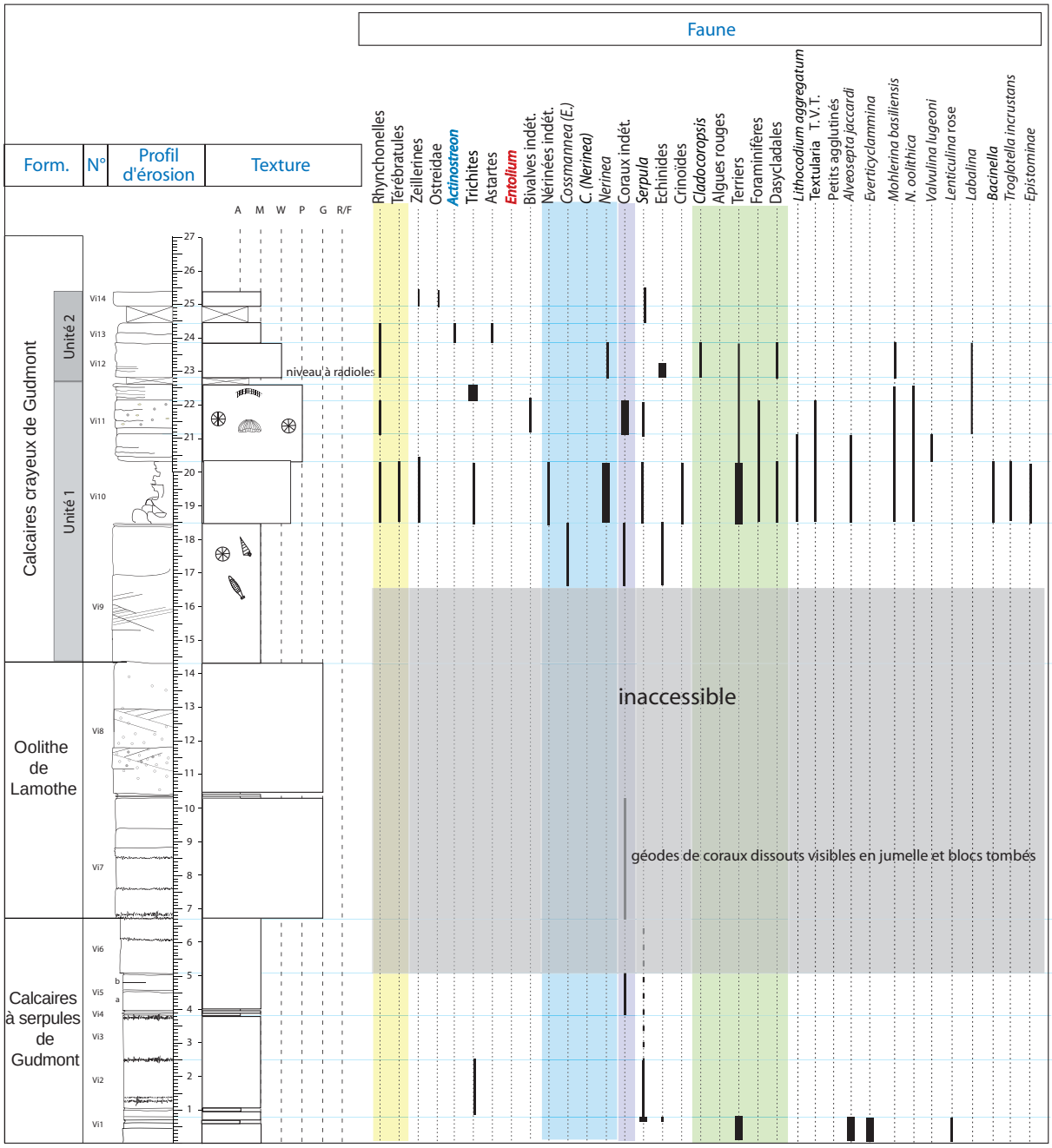


Figure 3.20 .Coupe de la carrière de Vignory : lithostratigraphie et distribution faunique.

Le sommet du front est caractéristique des **Calcaires crayeux de Gudmont.** Les 9 m de formation visibles peuvent être divisés en 2 unités : l'une entre 16,5 m et 22,5 m et la suivante de 22,5 m (après une petite lacune d'observation) au sommet de la carrière.

- La première unité est riche en brachiopodes, crinoïdes et gastropodes, diversifiée en foraminifères et microencroûtants. Les coraux en dôme sont souvent perforés. Le banc du sommet de l'unité est très riche en *Trichites* sur plusieurs dizaines de décimètres (Pl. 11). Les terriers sont également abondants. La texture est un wackestone-packstone biomicritique. Des bryozoaires (Pl) et *Lithocodium aggregatum* associé à *Troglotella incrustans*, ou encore *Thaumatoporella* et *Bacinella* encroûtent les oncoïdes (*types 3* et *4* de Védrine, 2008). Les foraminifères sont plutôt représentés par le petit benthos : Textulariidae, petits agglutinés, *Labalina*.

Les coraux plocoïdes et les Nerineidae indiquent une température relativement élevée et un environnement très peu profond et bien éclairé. Les nombreux *Trichites* évoquent un substrat mou assez homogène et étendu puisqu'on l'observe au même niveau à Gudmont-Villiers. Le milieu de dépôt correspond à un environnement lagonaire carbonaté relativement ouvert (micrite, petit benthos et débris d'échinodermes). Les microencroûtants se développent souvent lorsque le taux de sédimentation est faible, oligotrophe, à très faible profondeur et dans un environnement assez calme (Reolid et Gaillard 2007). La turbidité doit y être relativement faible et les particules fines décantent, permettant de bonnes conditions de luminosité (Cariou, 2009). Le matériel encroûté ou perforé indique un taux de sédimentation suffisamment faible pour permettre l'encroûtement et la bioérosion et un remaniement de matériel proche de récif corallien ou de prairie corallienne non construite (« démantèlement -faciès inter-récifal » ?)

● Le faciès de la seconde moitié des Calcaires crayeux de Gudmont est moins diversifié. Le premier mètre est un wackestone gris granuleux à bioclastes et lithoclastes avec un niveau très riche en radioles cassés. De nombreux bancs de mudstone sont azoïques. Les niveaux du sommet peuvent être de nature légèrement bioclastique et marqués par la présence de péloïdes (petits grains micritisés, sans structure visible-cf Chap.II). La faune récifale a disparu au profit de quelques bivalves (Ostreidae principalement) et de milioles. Des Astartidae apparaissent au sommet mais on n'observe aucun Pectinidae. La présence de *C. mirabilis* en quantité largement inférieures à celles deGudmont est également remarquable.

La succession débute avec un niveau très riche en radioles d'échinodermes. Cette concentration évoque un dépôt de tempête. Les quelques Nerineidae et le faciès pauvre et micritique indiquent un environnement peu profond de type lagonaire. Des oncoïdes micro-encroûtés (*types 3 et 4* de Védrine *et al*. 2007 ; Védrine, 2008) et les dasycladales évoquent un milieu de basse énergie et très peu profond. Les péloïdes évoquent un milieu protégé. Les niveaux très pauvres en fossiles (plus aucun microfossile) indiquent ensuite un changement environnemental important, mais de nature indéterminée.

La diversification des taxons trouvés, par exemple Nerineidae, coraux ou *N. oolithica*, *M. basiliensis* dans l'unité 1 et la présence de *C. mirabilis* dans l'unité 2 sont largement comparable avec les contenus des unités 1 et 2 des Calcaires crayeux de Gudmont dans la coupe de Gudmont-Villiers. Le niveau riche en *Trichites* représente également un niveau repère marquant le sommet de l'unité 1. A peu de distance, ces faciès sont ressemblants, mais clairement différenciables car leurs limites sont facilement identifiables.

	Calcaires à serpules de Gudmont	Oolithe de Lamothe	Calcaires crayeux de Gudmont Unité 1	Calcaires crayeux de Gudmont Unité 2
Brachiopodes	**-**		**++**	**+**
Bivalves épibiontes	**-**		**-**	**+**
Bivalves endobiontes	**+**		**+**	**+**
Nerineidae	**-**		**++**	**+**
Cnidaires	**+**	**+**	**++**	**-**
Spongiaires	**++**		**+**	**+**
Echinodermes	**+**		**+**	**+**
Algues	**-**		**+**	**+**
Foraminifères	**+**		**++**	**-**
Terriers/bioturbations	**+**		**++**	**-**
Serpules	**+++**		**+**	**-**
Texture	M	G	M-W-P	M-P
Température	élevée	élevée	élevée	élevée
Salinité	euhalin		euhalin	euhalin
Hydrodynamisme		élevé	modéré	modéré
Oxygénation	bonne	bonne	bonne	assez oxygéné?
Luminosité	bonne		bonne	bonne
Profondeur	peu profond		peu profond	peu profond
Substrat	varié (mou et dur)	instable	dur à granuleux et mou	variable
Turbidité	peu élevée	élevée	parfois élevée	parfois élevée
Niveau trophique	mésotrophique?		oligotrophique	oligotrophique
ENVIRONNEMENT	**protégé**	**barrière**	**lagon**	**très abrité**

Tableau 3.6 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans la coupe de Vignory et évolution des paramètres environnementaux qui correspondent.

Le tableau 3.6 indique succinctement le type de faune présente dans les différentes formations et les environnements de dépôts associés à Vignory.

III.3.2. La coupe de Void-Vacon (54) – carrière Eurovia

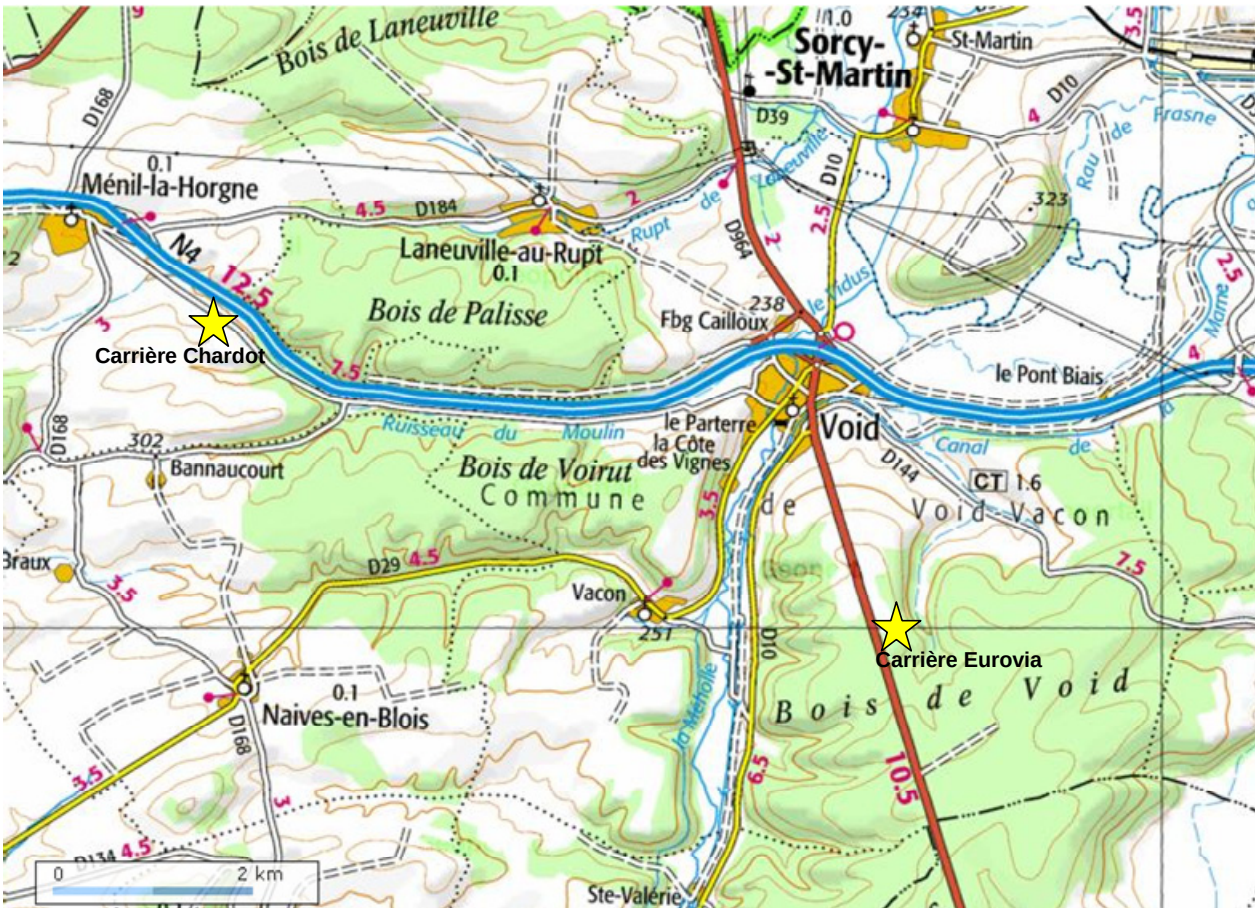


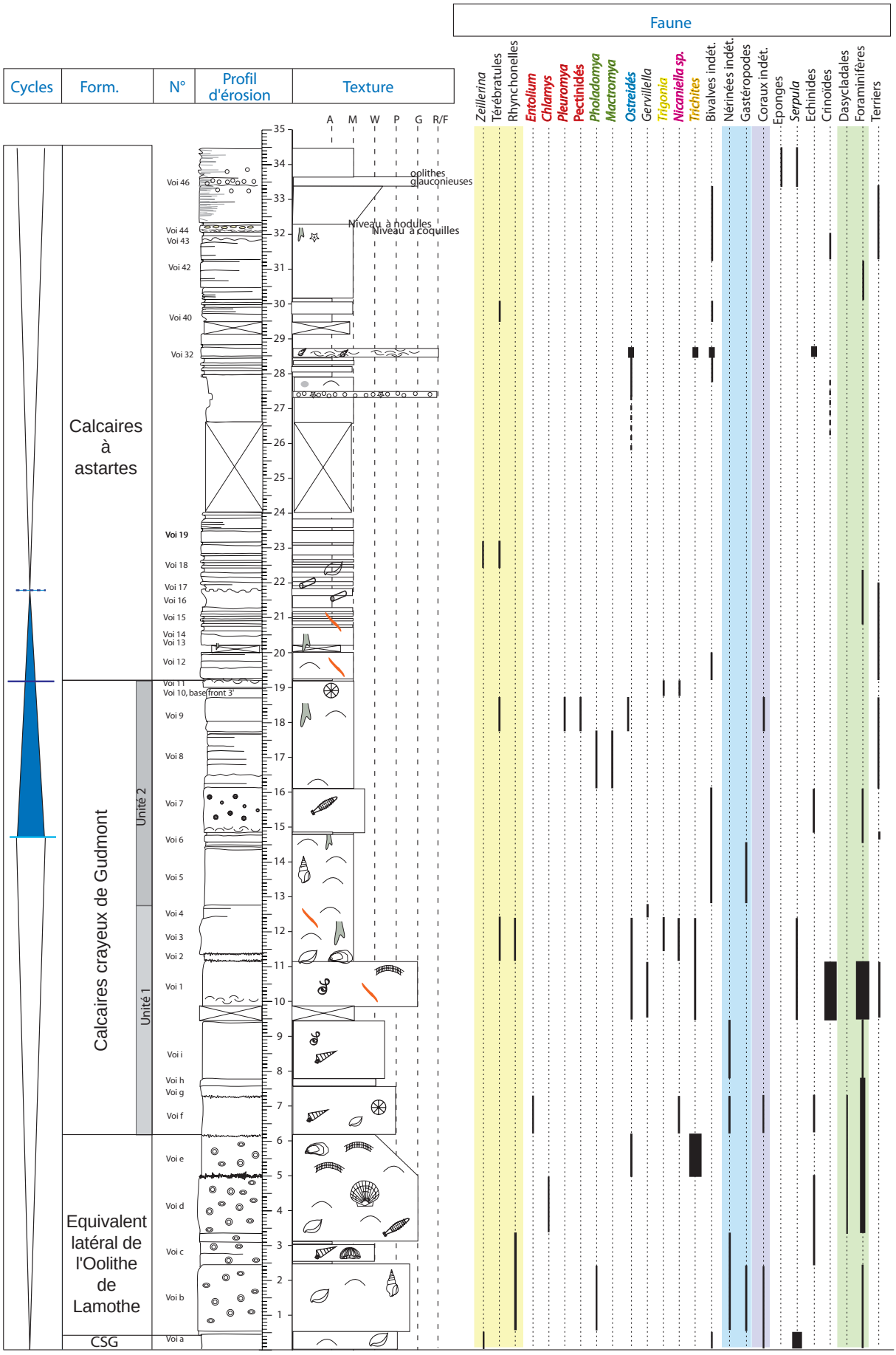
Figure 3.21. Situation géographique des coupes à proximité de Void-Vacon 1. Carrière Chardot proche de la commune de Ménil-la-Horgne et 2. Carrière Eurovia

La carrière ne permet pas de lever une coupe continue mais l'échantillonnage a été fait avec une résolution non loin de celle de Gudmont. Cet affleurement permet l'observation des formations des Calcaires à serpules de Gudmont jusqu'aux Calcaires rocailleux à Ptérocères. Fig 3.21.

III.3.2.1 Paléontologie et sédimentologie

Les figures 3.22 et 3.23 représentent l'ensemble de la faune et de la flore observée dans cette carrière.

Figure 3.22. Coupe lithologique de la carrière Eurovia à proximité de Void-Vacon, distribution de la macrofaune et cycles eustatiques de moyenne fréquence


Cycles
Form.
N°
Profil d'érosion
Texture
A M W P G R/F
Faune
Zeillerina
Térébratules
Rhynchonelles
Entolium
Chlamys
Pleuromya
Pectinidés
Pholadomya
Mactromya
Ostreidés
Gervillella
Trigonia
Nicaniella sp.
Trichites
Bivalves indét.
Nérinées indét.
Gastéropodes
Coraux indét.
Eponges
Serpula
Echinides
Crinoïdes
Dasycladales
Foraminifères
Terriers
oolithes glauconieuses
Niveau à nodules
Niveau à coquilles
Calcaires à astartes
Calcaires crayeux de Gudmont
Unité 2
Unité 1
Equivalent latéral de l'Oolithe de Lamothe
CSG
Voi 46
Voi 44
Voi 43
Voi 42
Voi 40
Voi 32
Voi 19
Voi 18
Voi 17
Voi 16
Voi 15
Voi 14
Voi 13
Voi 12
Voi 11
Voi 10, base front 3'
Voi 9
Voi 8
Voi 7
Voi 6
Voi 5
Voi 4
Voi 3
Voi 2
Voi 1
Voi i
Voi h
Voi g
Voi f
Voi e
Voi d
Voi c
Voi b
Voi a

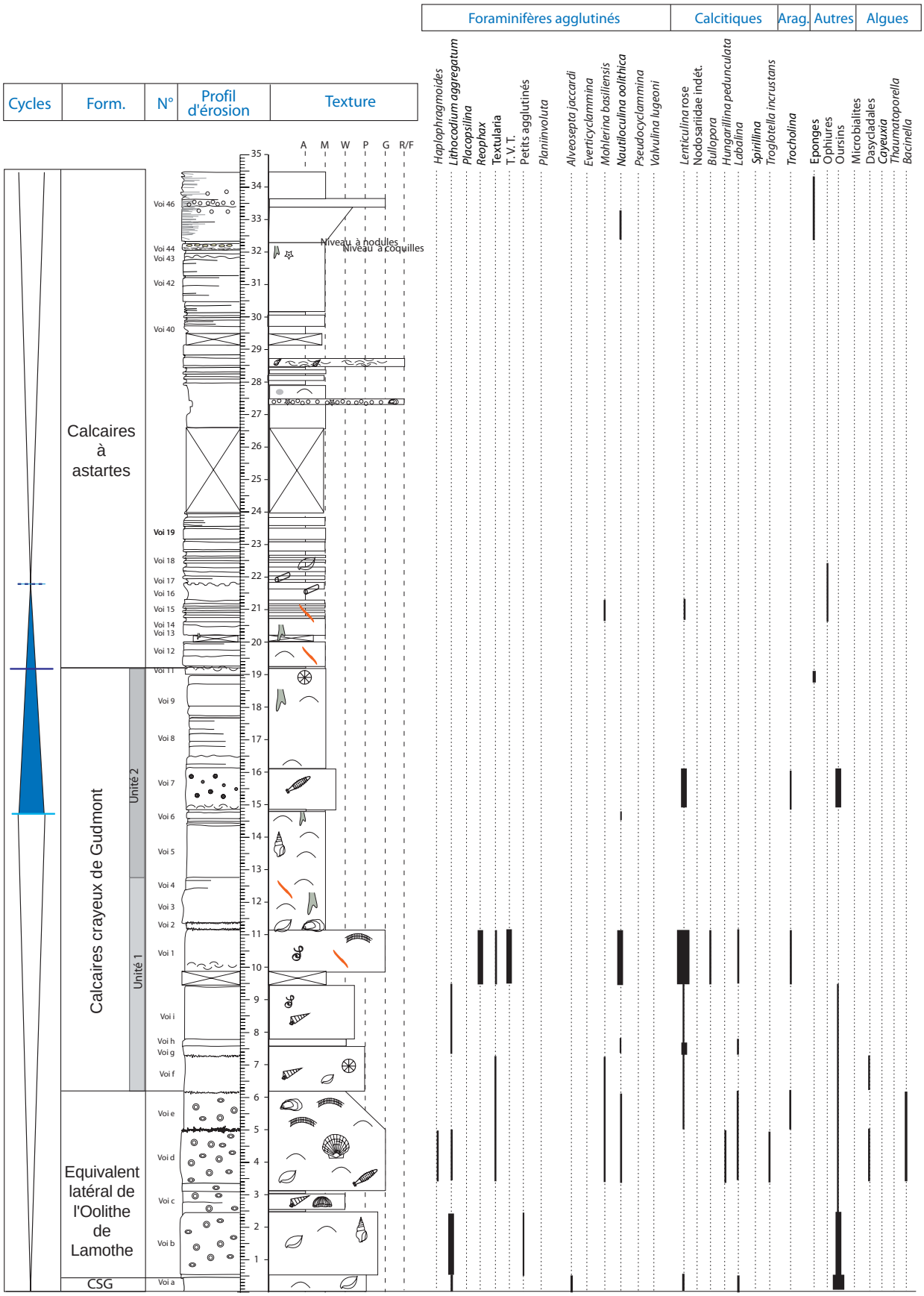


Figure 3.23. Coupe lithologique de la carrière Eurovia à proximité de Void-Vacon, distribution de la microfaune

● La base de la carrière (banc Voi a ~ 45 cm) pourrait correspondre au toit des **Calcaires à serpules de Gudmon**t car le faciès est un peu plus fin que celui qui le recouvre et nous y avons observé des serpules coloniales. Les autres macrofossiles sont des rhynchonelles éparses (*Septaliphoria pinguis*) ainsi que quelques bivalves finement costulés. Le sommet de ce banc est plus riche en débris de macrofossiles (coraux et stromatopores) et en oncoïdes et ooïdes. D'un point de vue microfaciès ce banc est particulier : abondantes *Alveosepta* (comme à Bure, à Vignory et à Gudmont), lenticulines et *Labalina*, *Lithocodium.* La quantité de débris d'échinodermes observés en lames minces est très importante.

La présence des brachiopodes épars indique peu de variation de salinité et la présence de substrats suffisamment durs pour se fixer. *Septaliphoria* est associée aux milieux périrécifaux de profondeur modeste ou très faible (Courville *et al.*, 2007). L'abondance des serpules pourrait être associée, selon Dupraz (1999) à des eaux mésotrophiques. Les serpules en peloton sont souvent présentes dans les faciès boueux de front de récif (Meyer, 2000). Bernier (1984) suggère que ces annélides vivaient sur des herbiers. Les foraminifères principalement agglutinés (Lituolidae) suggèrent un environnement de plate-forme peu profonde. L'apparition progressive d'organismes potentiellement constructeurs (coraux et stromatopores) indique un changement de milieu. L'environnement de dépôt associé pourrait être un environnement de plate-forme peu profonde abritée voyant l'appartion de constructions coralliennes éparses.

● Vient ensuite une série de bancs (5,5-m) riche en oncoïdes et ooïdes qui correspond à l'équivalent latéral de l'**Oolithe de Lamothe**. Ce grainstone à ooïdes, oncoïdes et bioclastes est assez mal trié. Les ooïdes/oncoïdes sont à contours plus ou moins diffus et non laminés (*types 1* de Strasser, 1986). Ils sont souvent entièrement micritisés mais peuvent présenter un nucleus, fragment d'organisme fossile. Ces pisoïdes (ooïdes mesurant entre 2 et 6 mm) baignent dans une matrice parfois péloïdale. La faune est composée de gastropodes dont des Nerineidae, de coraux indéterminés, de rhynchonelles et de quelques bivalves (notamment *Chlamys* et *Trichites*). *Trichites* est très abondant au sommet de la formation. Les microfossiles ont une distribution non homogène : la partie inférieure de la formation ne comporte que des agglutinés et des encroûtants (*Lithocodium aggregatum*), la partie supérieure est légèrement plus riche (Miliolidae, *M. basiliensis*, *H. pedunculata* et *L. aggregatum*, *T. incrustans*, *Bacinella*). Les foraminifères sont parfois uniquement présents en tant que nucleus des pisoïdes (fig.5 Pl.10). Les résidus échinodermiques restent abondants mais moins que dans le banc de la base de la carrière.

Les oncoïdes, les éléments remaniés et la taille importante des grains cortiqués micritisés associés au fait que le moindre claste soit un support à la formation d'ooïdes indique un hydrodynamisme très élevé. L'ensemble marque une assez faible profondeur, donc un environnement suffisamment lumineux pour l'épanouissement des microencroûtants et implique un substrat instable. Malgré une forte énergie nécessaire au brassage des oncoïdes, la boue micritique peut « décanter » et lier les éléments non squelettiques. Les ooïdes de taille plus importantes que ceux de Gudmont-Villiers impliquent un milieu agité tel que des barres sableuses sous l'influence tidale ou des environnements de plage (Flügel, 2004 ; Strasser, 1986). Ces packstones suggèrent que le milieu est un peu plus restreint, les grains fins sont moins bien vannées qu'à Gudmont-Villiers.

La disparition des oncoïdes et le changement global du faciès indique le changement de formation et le passage aux **Calcaires crayeux de Gudmont** qui peuvent être divisés en 2 unités : de 6 à 13 m et de 13 à 19 m.

● Les 7 premiers mètres (unité 1) des Calcaires crayeux de Gudmont ont un faciès variable. Les 4 premiers bancs sont un packstone-wackestone avec quelques passées oolithiques contenant des Nerineidae et des coraux, des microencroûtants et quelques foraminifères peu diversifiés. Une lame du banc VoiI montre des ooïdes entourés d'un ciment pendulaire en accord avec l'orientation de l'échantillon. Un banc très riche en crinoïdes et en foraminifères lui succède. Ce grainstone est très riche en petits agglutinés non identifiés, lenticulines, Milioles et *N. oolithica*. Les bivalves sont plutôt épibiontes (Ostreidae) ou hémiendobiontes (*Gervillella*). La dernière partie de l'unité 1 est un mudstone avec une faune dominante constituée d'endobiontes superficiels: *Trigonia, Nicaniella*, et est totalement dénuée de microfossiles.

L'unité 1 des Calcaires crayeux de Gudmont est caractéristique d'un environnement avec un certain hydrodynamisme (ooïdes) proche d'une barrière de lagon (quelques Nerineidae, serpules et encroûtants) d'où provient le matériel remanié. Le milieu est chaud et peu profond, allant parfois jusqu'à l'émersion (ciment pendulaire). L'association crinoïdes-petit benthos-lenticulines suggère un milieu plus ouvert. Les épibiontes cimentés ou non qui accompagnent cette association suggèrent un substrat en partie dur. L'association d'endobiontes sans microfossiles des derniers niveaux marque un changement dans la nature du substrat.

● La seconde unité est plus pauvre en fossile et caractérisée par un faciès mudstone voire wackestone. Un banc à oncoïdes et échinodermes (Voi7) est marqué à la base par un niveau lumachelliques à coquilles et sous ce banc, on observe un niveau à terriers verticaux. Le faciès présente d'abord quelques gastropodes puis les bivalves passent successivement d'une majorité d'endobiontes (*Pholadomya, Mactromya*) avec présence de terriers, à une faune plus épibionte (Pectinidae, Ostreidae et brachiopodes) accompagnée de coraux. Le dernier banc comporte une association de bivalves encore différente : *Nicaniella* et *Trigonia* (endobiontes peu profonds) et des terriers verticaux et obliques. Le microfaciès comporte quelques lenticulines et des débris d'échinodermes.

Le milieu de dépôt est lagonaire relativement bien oxygéné au départ (Pectinidae, coraux), à une distance variable de la barrière et alimenté ponctuellement par les tempêtes (lumachelles, oncoïdes et crinoïdes). L'association d'endobiontes et la pauvreté de plus en plus marquée en fossiles suggère un changement paléoenvironnemental. Les bioturbations ne sont pas très abondantes mais elles suffisent à indiquer que les conditions d'oxygénation sont tolérables (oxiques à dysoxiques).

● La limite entre les Calcaires crayeux de Gudmont et les **Calcaires à astartes** est marquée par la présence de terriers à la base des Calcaires à astartes, d'un appauvrissement de la diversité faunique et par la présence d'un banc lumachellique à coquilles et de coraux remaniés (VOI 11). La base est également marquée par plusieurs surfaces de toit de banc taraudées (fig.2 Pl.10). A part les terriers horizontaux et verticaux, les fossiles sont quasi absents (quelques foraminifères et petites zeillerines). Le faciès est très fin à texture micritique. Les bancs sont marqués par l'alternance des mudstones et des bancs marneux qui deviennent de plus en plus nombreux et épais vers le sommet des Calcaires à

astartes (entre 19 et 3- m). A 32 m, nous avons observé un lit à coquilles puis un lit à nodules. Les surfaces de bancs sont taraudées entre Voi43 et Voi46. Le sommet de la carrière est marqué par la présence d'un horizon oolithique. Ces ooïdes sont ferrugineuses et leur nucleus est composé de serpules, lenticulines, débris de coquilles de bivalves et de cristaux de quartz. Les macrofossiles sont peu abondants dans ces bancs : quelques articles de crinoïdes, serpules, débris coquilliers et terriers. Les lames minces sont remarquables par la présence d'ostracodes (fig.6 Pl.10).

On peut remarquer que les Calcaires à astartes présentent très peu d'astartes. La texture micritique évoque un environnement peu profond, restreint car mis à part un niveau coquillier de tempête (Voi32) la succession d'alternance mudstone-marne est assez monotone. La pyritisation des grains, les crinoïdes, les ostracodes et les spicules d'éponges suggèrent un approfondissement au sommet. D'après Carpentier (2004) le début des Calcaires à astartes est marqué par un ennoyage illustré par une « surface ravinante surmontée d'un rudstone à galets de mudstone perforés et coraux remaniés » et par des rides symétriques de houles observées dans la carrière abandonnée du Sauvoy.

III.3.2.2 Interprétations paléoenvironnementales

La synthèse des interprétations faites dans les paragraphes bleus est donnée dans le tableau 3.7.

	Calcaires à serpules de Gudmont	Oolithe de Lamothe	Calcaires crayeux de Gudmont unité 1	Calcaires crayeux de Gudmont unité 2	Calcaires à astartes
Brachiopodes	+	-	+	+	++
Bivalves épibiontes	-	-	+	++	-
Bivalves endobiontes	-	++	++	++	+
Nerineidae	-	+	++	-	-
Autres gastropodes	-	+	-	+	-
Cnidaires	+	+	++	+	-
Spongiaires	-	-	+	+	-
Echinodermes	+	+	++	+	-
Algues	-	+	-	-	-
Foraminifères	+	++	+++	+	+
Terriers-bioturbations	-	-	+	+	-
Serpules	+++	-	+	-	-
Texture	M-W	P-G	W-P-G	M-W-P	A-M
Température	élevée	élevée	élevée	moins élevée ($\delta^{18}O$)	moins élevée
Salinité	euhaline	euhaline	euhaline	euhaline ?	euhaline ?
Hydrodynamisme	temporairement agité	élevé (quelques accalmies)	peu élevé	calme	calme (quelques tempêtes)
Oxygénation	bonne	bonne	bonne	déclinante	moins bonne
Luminosité	bonne	bonne	bonne	bonne	bonne
Profondeur	modeste	faible	faible	faible	très faible , croissante
Substrat	variable	instable	variable	plutôt mou	plutôt mou
Turbidité	-	-	-	-	-
Niveau trophique					
ENVIRONNEMENT	**protégé**	**barrière**	**proche barrière ; relativement ouvert**	**lagon alimenté par les tempêtes**	**protégé puis plus ouvert**

Tableau 3.7 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans la coupe de Void-Vacon et évolution des paramètres environnementaux

III.3.2.3 Géochimie

Les coquilles étant très rares, surtout dans les Calcaires à astartes, seuls 5 échantillons ont fait l'objet d'analyses géochimiques (3 coquilles d'Ostreidés : VoiB, Voi3, Voi7 et 2 coquilles de *Trichites* : VoiE, VoiG). Les résultats sont représentés sous forme de graphique en figure 3.24. Le peu d'échantillons force à une interprétation prudente. On remarquera pourtant une légère augmentation du $\delta^{18}O$ de la base de la coupe vers le sommet des Calcaires crayeux de Gudmont ce qui se traduit en terme de températures par une diminution de la température de 25°C à 19,3°C au sommet de l'Oolithe de Lamothe-base des Calcaires crayeux de Gudmont et 17,3°C au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont.

Ces résultats sont dans la continuité de ceux observés dans les coupes de Gudmont-Villiers et de Bure.

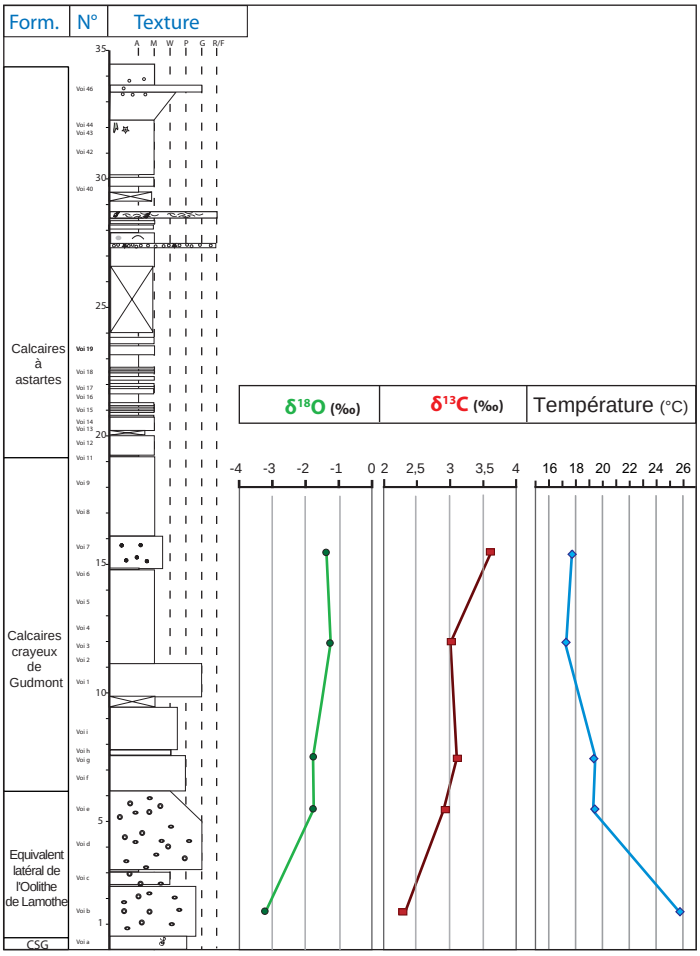


Figure 3.24 Valeurs isotopiques des échantillons de coquilles reportés le long de la carrière de void-Vacon

III.3.3. La coupe de Ménil-la-Horgne (54) - carrière Chardot

Située à 5 km de la carrière décrite précédemment (Fig. 3.25), la hauteur totale des fronts de la carrière exploitée par la famille Chardot dépasse 34 mètres de haut.

III.3.3.1 Résultats

● La dalle inférieure de la carrière est clairement oolithique à oncolothique, rappelant l'équivalent de la formation de l'**Oolithe de Lamothe** observé dans la carrière Eurovia. On y trouve des fragments de coquilles. En lame mince la texture est un grainstone-packstone à ooïdes micritisées et à large cortex et à péloïdes. Les nucleus des ooïdes sont principalement des débris de bryozoaires et de coquilles. Des fragments d'échinodermes ainsi que quelques *Lenticulina* roses et Textulariidae sont visibles.

De la même manière que pour la carrière de Void-Vacon, les éléments non squelettiques semblent indiquer la présence non lointaine d'une barre sableuse ou d'une plage très agitée. L'hydrodynamisme est élevé.

● Les **Calcaires crayeux de Gudmont** se présentent sous la forme d'une succession de bancs micritiques séparés par des stylolites entre 0,5 et 7 m. Le faciès est majoritairement mudstone, blanc, légèrement grumeleux et crayeux à la base. Au microscope, la texture est un micrograinstone à péloïdes et à 'micro-ooïdes'. Les lames présentent une micrite de couleur rougeâtre. Le premier banc présente un débris de corail isolé et des petits bivalves et gastropodes. Les macrofossiles sont ensuite très peu abondants : bivalves indéterminés, rhynchonelles et surtout terriers horizontaux et verticaux. Les foraminifères observés sont des lenticulines et Lituolidae. Le sommet de la formation est marqué par un niveau lumachellique contenant des débris coralliens, des Nerineidae et des coquilles de bivalves et brachiopodes dans une micrite fine et grisée.

Les Calcaires crayeux de Gudmont présentent dans cette carrière une faible épaisseur. La base microgranulaire contenant quelques fossiles remaniés indique un environnement peu profond et présentant une certaine énergie au départ. Par la suite, l'environnement peu profond et alimenté ponctuellement par les tempêtes semble peu favorable au développement de la vie.

● La base des **Calcaires à astartes** est caractérisée par une surface remarquable de rides de houle (fig.4 Pl.11). La roche micritique devient clairement plus grise et ce, jusqu'au dernier niveau glauconieux du sommet de la formation. Les Calcaires à astartes de cette succession sont sans conteste les plus pauvres de toutes les coupes étudiées. La série est un mudstone à coquilles éparses, interrompu uniquement par quelques niveaux oolithiques vers le sommet. Les fossiles les plus redondants sont les ichnofossiles. La rareté de la faune ne permet pas ici de subdiviser en unités bien distinctes. La succession est donc décrite ci-dessous du bas de la formation vers le haut. La base contient des *Nicaniella* et des zeillerines. Des bivalves isolés sont uniques à cette coupe, régulièrement espacés et verticaux dans la micrite des bancs MEN8 et 9 (Pl. 11) et appartenant au genre *Inoperna*. MEN8 est caractérisé également par la présence de *Pinna. Inoperna* et *Pinna* sont tous deux hémi-

endobiontes suspensivores. Les bancs suivants sont marqués par des terriers parfois remplis de matériel ferrugineux et par la présence de grains pyriteux. Une lentille lumachellique ainsi qu'un niveau à petits nodules ferreux sont présents entre 13 et 14 m. Juste sous le premier banc à ooïdes ferrugineuses et/ou glauconieuses (4 bancs de ce type au total), un niveau à *Trichites*, coraux, bivalves et gastropodes indéterminés présente déjà quelques ooïdes. Les bancs surincombants au premier banc oolithique sont marqués par des terriers (*Thalassinoïdes* ? fig.5 Pl.11) remplis de matériel oolithique et une surface de toît taraudée recouverte par de petites traces rectilignes (fig.6 Pl. 11).

Un horizon 'rognoneux' à 29 m est caractérisé par son abondance en térébratules et zeilleries ainsi que par la présence de *Pholadomya* en position de vie. Le dernier banc oolithique est granulaire, gréseux et de couleur bleu-vert-gris. Les bancs surincombants sont des mudstones gris (un *Chlamys* récolté) du même type que ceux des bancs précédents.

La surface de rides de houle marquant la base de la formation est corrélable avec celle observée dans la carrière du Sauvoy (Carpentier 2004) et marque un début d'ennoyage. Le substrat est relativement mou (hémiendobiontes). Les ooïdes ferrugineuses et glauconieuses indiquent un approfondissement. La récurrente coloration rouille des dépôts pourrait évoquer un milieu réducteur.

Les niveaux du sommet de la carrière sont altérés. Le dernier niveau glauconieux ou le niveau 'rognoneux' à brachiopodes pourraient indiquer le sommet des Calcaires à astartes, mais les caractéristiques des Calcaires rocailleux à Ptérocères n'y sont pas clairement retrouvées.

- Les roches affleurantes d'un talus bordant les champs qui entourent la carrière et cartographiés Calcaires à astartes et Calcaires rocailleux à Ptérocères, présente une mini-succession calcaire. Celle-ci est composée d'un niveau oolithique ferrugineux surmonté d'un niveau conglomératique à *Nanogyra* et à Zeillerines. Le sommet de la carrière se situe bien au sommet des Calcaires à astartes.

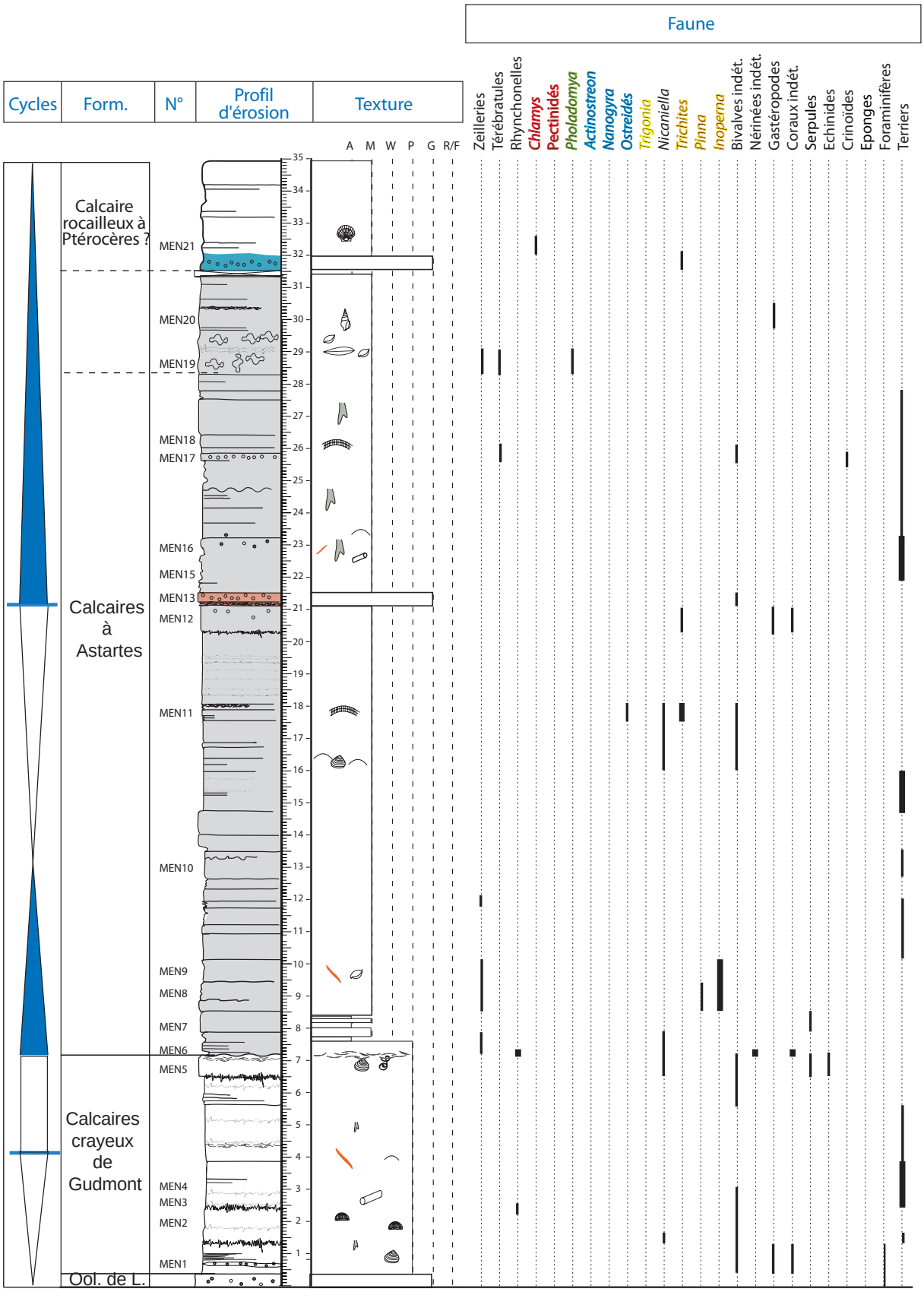


Figure 3.25. Coupe lithologique de la carrière Chardot à proximité de Ménil-la-Horgne, distribution de la faune et de la flore et cycles eustatiques de moyenne fréquence

III. 4. BIOSTRATIGRAPHIE

III.4.1. Brachiopodes, algues et foraminifères sur la coupe de Gudmont-Villiers

La figure 3.26 indique les espèces considérées comme des marqueurs biostratigraphiques potentiels: brachiopodes, foraminifères et algues (Cariou et Hantzpergue, 1997) présents sur la coupe de Gudmont-Villiers.

III.4.1.1 Les brachiopodes

Les brachiopodes collectés sur la coupe de Gudmont constituent un matériel intéressant qui pourrait affiner et préciser la systématique de certains spécimens. Les brachiopodes ont été largement collectés dans les bancs où ils étaient présents. Globalement, les formations de la partie inférieure de la coupe sont plus riches en rhynchonelles qu'en térébratules. A partir des Calcaires à astartes, les térébratules mais surtout les zeillerines sont mieux représentées.

III.4.1.1.1 Les brachiopodes des Calcaires à serpules de Gudmont

III.4.1.1.1.1 Rhynchonelles

Une analyse morphométrique des rhynchonelles prélevées dans le banc-repère G1B des Calcaires à serpules de Gudmont a été menée et a permis de distinguer deux populations distinctes appartenant à deux espèces. Les deux types de rhynchonelles observés dans le banc des Calcaires à serpules de Gudmont pourraient faire l'objet d'une étude particulière menant à la description d'une nouvelle espèce.

Les fossiles ont été mesurés selon leur largeur (l), longueur (L), épaisseur (e) et le nombre de côtes a été compté. Le rapport l/L, la forme du foramen, ainsi que la forme géométrique de la coquille ou la déflection de la partie médiane plus ou moins marquée sont également des critères de description importants (Laurin, 1984). Une analyse hiérarchique (Fig.3.27) montre la distribution des différents spécimens en deux clusters selon ces différents critères.

L'une des espèces est clairement identifiée comme étant ***Septaliphoria pinguis*** (Pl. 8) : côtes relativement épaisses et peu nombreuses, présence d'une commissure frontale marquée, crochet fin et pointu, coquille souvent plus longue que large. L'autre possède des côtes arrondies plus fines et plus nombreuses, une coquille parfois plus large que longue lui donnant un aspect globuleux et parfois triangulaire. Du fait de la taille importante de certains spécimens de la 2ème catégorie, on peut affirmer qu'il ne s'agit pas de la forme juvénile de la première. Ces coquilles plus graciles ressemblent fortement aux espèces du genre ***Ivanoviella*** uniquement rencontré dans le Callovien jusqu'à présent.

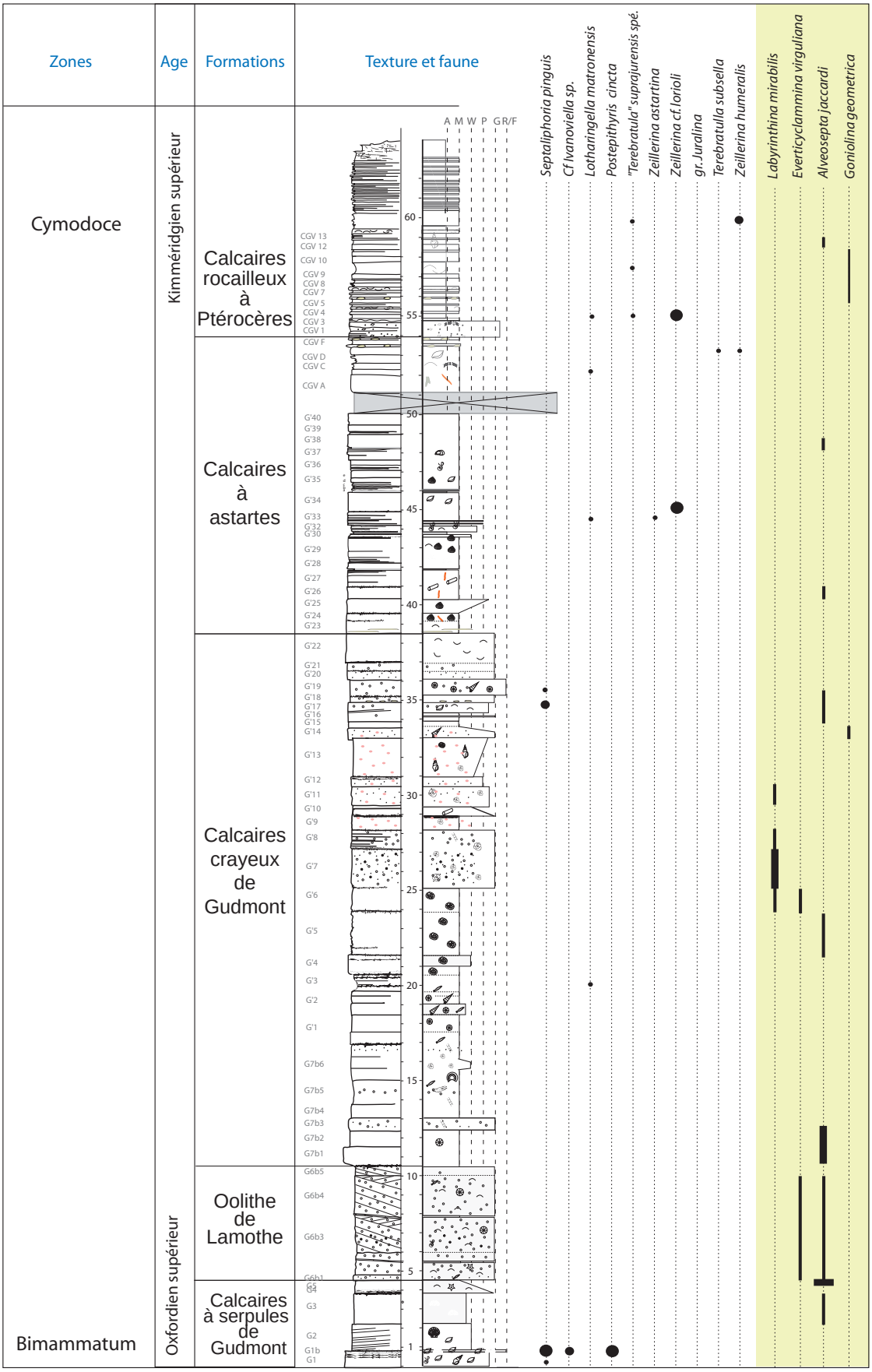


Figure 3.26. Distribution des espèces-indices récoltées sur le site de Gudmont-Villiers et reportées sur une coupe simplifiée

Cette hypothèse avait toutefois déjà été émise par A. Boullier dans le compte-rendu sur les paléoenvironnements du site de Bure du projet Forpro (Lathuilière *et al.*, 2006).

III.4.1.1.1.2 Térébratules

Les térébratules récoltées dans le niveau G1B de la coupe de Gudmont-Villiers sont également remarquables. Une partie d'entre elles a été attribuée à en tant que *Postepithyris cincta* (Genre de MAKRIDIN, espèce de COTTEAU). Cette espèce est considérée comme une espèce-indice de la sous-zone à *P. cincta* dans la synthèse du GFEJ (Cariou et Hantzpergue, 1997), dans laquelle est également précisé :« cette sous-zone est inconnue dans l'Est du Bassin parisien ». L'espèce avait été jusque là uniquement observée en Bourgogne, dans le Berry et le Boulonnais et c'est donc la première fois qu'elle est identifiée en Lorraine. Cette sous-zone est datée de la zone à Bimammatum sous-zone à Hauffianum *pro parte* et zone à Planula *p.p.* La faune associée comprend entre autre *S. pinguis*.

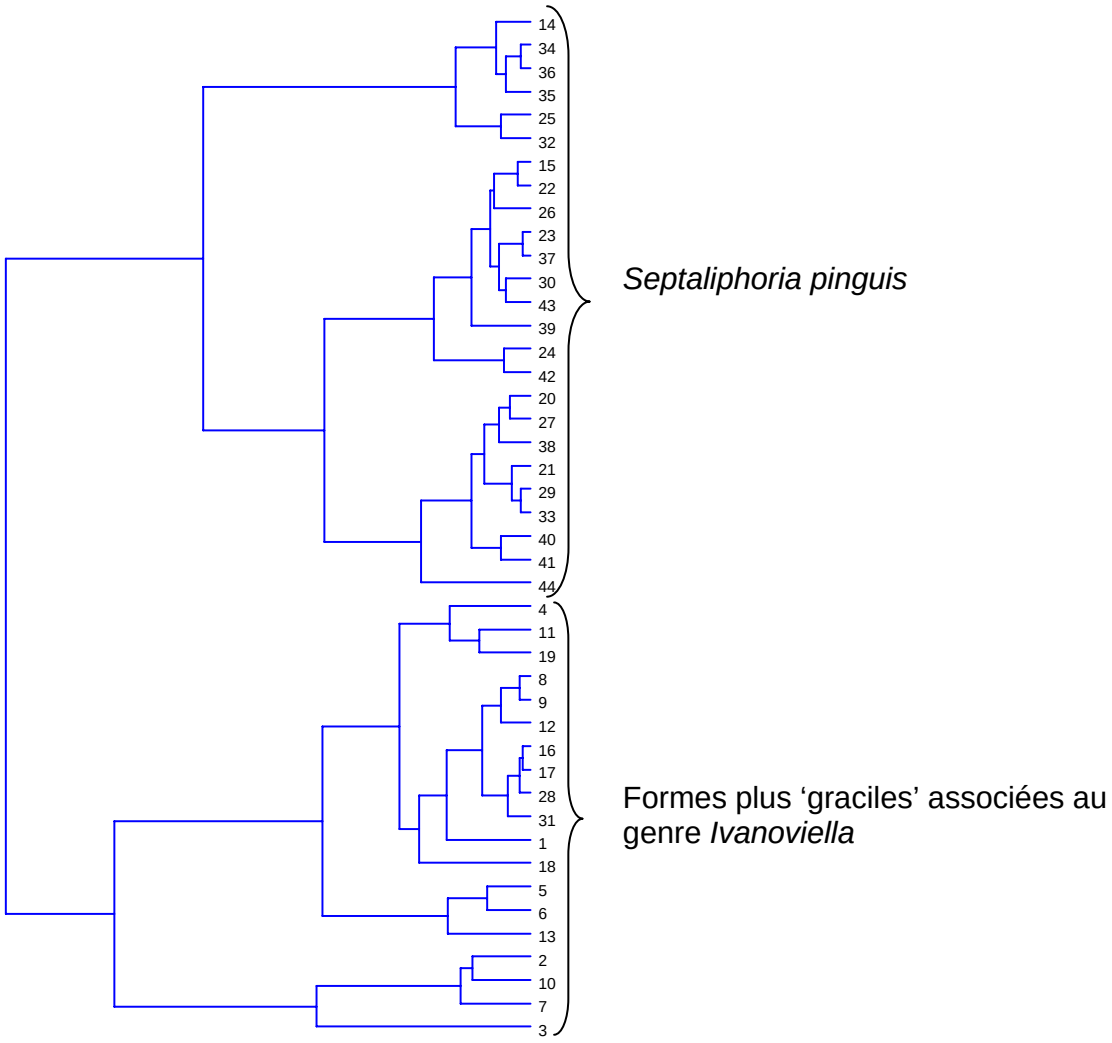


Figure 3.27. Classification hiérarchique issue d'une analyse statistique (avec le logiciel PAST) constituant 2 groupes distincts d'un point de vue morphologique au sein de la population de rhynchonelles du niveau G1B de la coupe de Gudmont-Villiers

III.4.1.1.2 Les brachiopodes identifiés dans l'ensemble des coupes de l'Est du Bassin parisien : intérêt biostratigraphique

Les espèces identifiées dans les coupes et leur calage biostratigraphique sont listés ci-dessous et sont illustrés sur les planches 6, 7 et 8.

Septaliphoria pinguis (ROEMER). Cette rhynchonelle est fréquente dans l'Oxfordien supérieur du Bassin parisien. Elle est très abondante dans les Calcaires crayeux de Bourges de la région du Berry et est datée du sommet de la zone à Bimammatum- base de Planula.

Ivanoviella sp. genre de MAKRIDIN. Le genre n'a pour le moment été observé qu'au Bathonien supérieur ou Callovien (Laurin, 1984). Cf le chapitre ci-dessus.

Lotharingella matronensis (DE LORIOL). Cette espèce est surtout citée dans le bassin de Paris, a été figurée pour la première fois depuis sa création (de Loriol, 1872) *in* Lathuilière *et al.* (2006) depuis sa création.

Postepithyris cincta (COTTEAU). La sous-zone à *P. cincta* est placée au sommet de la zone à Bimammatum, sous-zone à Hauffianum) et base de la zone à Planula.

« Terebratula » subsella LEYMERIE. Alméras, Boullier et Laurin (1994) définissent la zone à *« Terebratula » subsella* à la base de la zone à Cymodoce (sous-zones à Achilles et Cymodoce) à partir d'observations dans les bassins Aquitain et de Paris (GFEJ). Cette espèce est souvent associée à *Zeillerina humeralis.*

Terebratula cf *suprajurensis* THURMANN. Ces formes n'ont pour l'instant été observées qu'en Lorraine. Ces formes ressemblent à celles qui ont été décrites dans le Kimméridgien supérieur (sommet de la zone à Cymodoce) dans le Jura et appelées *T. thurmanni* puis *T. suprajurensis* THURMANN (comm. personnelles A. Boullier). Elles ont été nommées *T. cf. suprajurensis* dans Boullier *in* Lathuilière *et al.* (2006) car elles ont une forme propre à la Lorraine-Champagne

Zeillerina astartina (ROLLIER). La zone à *Zeillerina astartina* définie par Alméras, Boullier et Laurin *in* Cariou et Hantzpergue (1997) s'étend de Bifurcatus à Planula.

Zeillerina cf. *lorioli* QUENSTEDT ? Cette espèce supposée est citée dans l'Oolithe de Saucourt du rapport Boullier *in* Lathulière *et al.* (2006)

Zeillerina humeralis (ROEMER). Récoltée en Allemagne, dans le Bassin parisien et le Jura, cette espèce caractérise la base de la zone à Cymodoce.

L'association des espèces *T. subsella, Z. humeralis* et *T. suprajurensis* indiquant la zone à Cymodoce se retrouve dans les Calcaires rocailleux à Ptérocères, voire légèrement sous la limite glauconieuse qui délimite les Calcaires à astartes et les Calcaires rocailleux à Ptérocères.

La figure 3.28 situe les différentes associations de brachiopodes trouvées dans les 6 coupes étudiées et la figure 3.29 place ces brachiopodes sur une coupe synthétique qui sera réutilisée lors de la comparaison avec les données provenant du Sud du Bassin parisien.

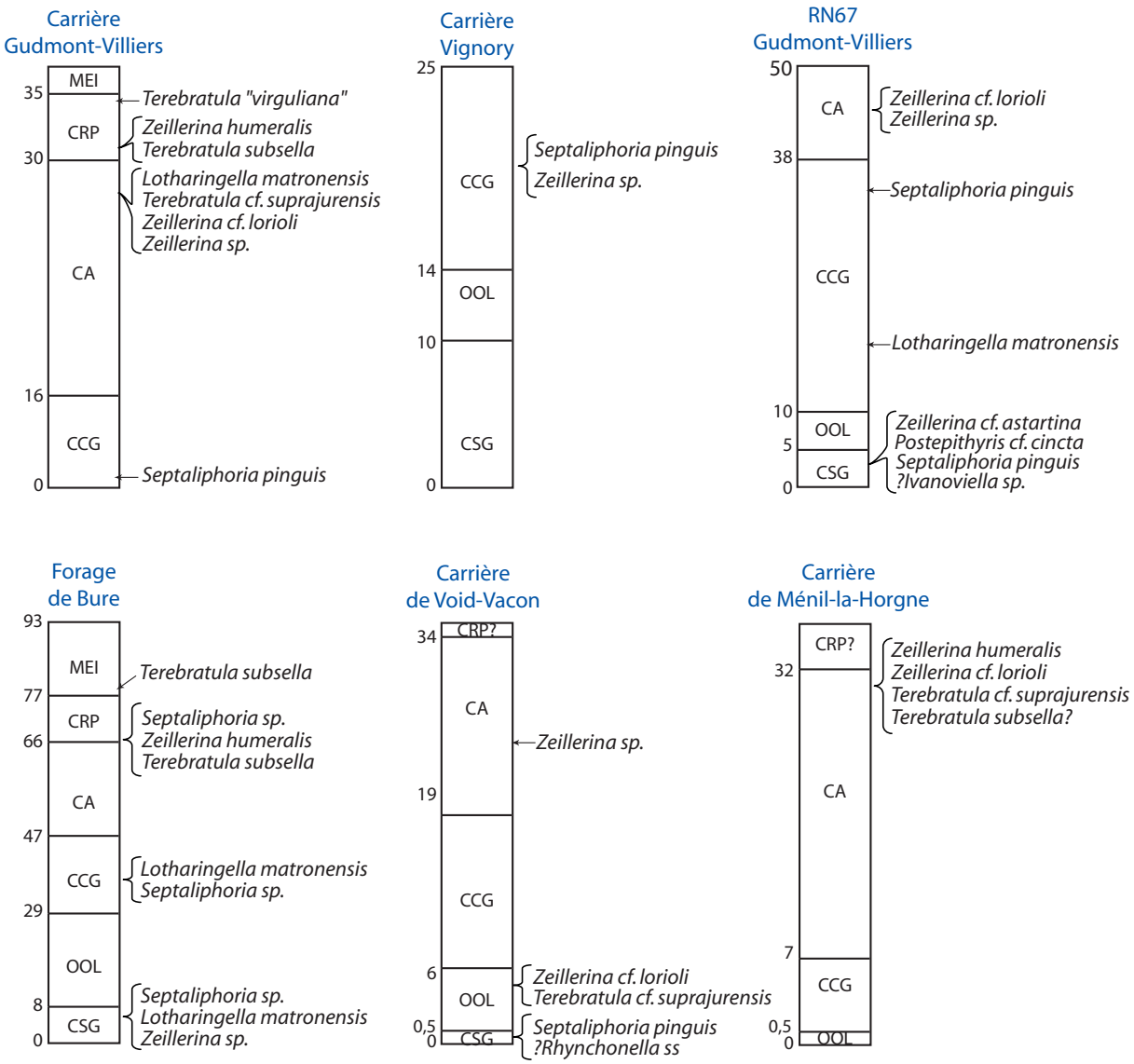


Figure 3.28. Bracbiopodes récoltés dans les différentes coupes de l'Est du Bassin de Paris (échelle métrique). CSG=Calcaires à serpules de Gudmont ; OOL=Oolithe de Lamothe ; CCG=Calcaires crayeux de Gudmont ; CA=Calcaires à astartes ; CRP=Calcaires rocailleux à Ptérocères ; MEI=Marnes à exogyres inférieures. Les flèches et les accolades regroupent les espèces présentent dans les niveaux pointés.

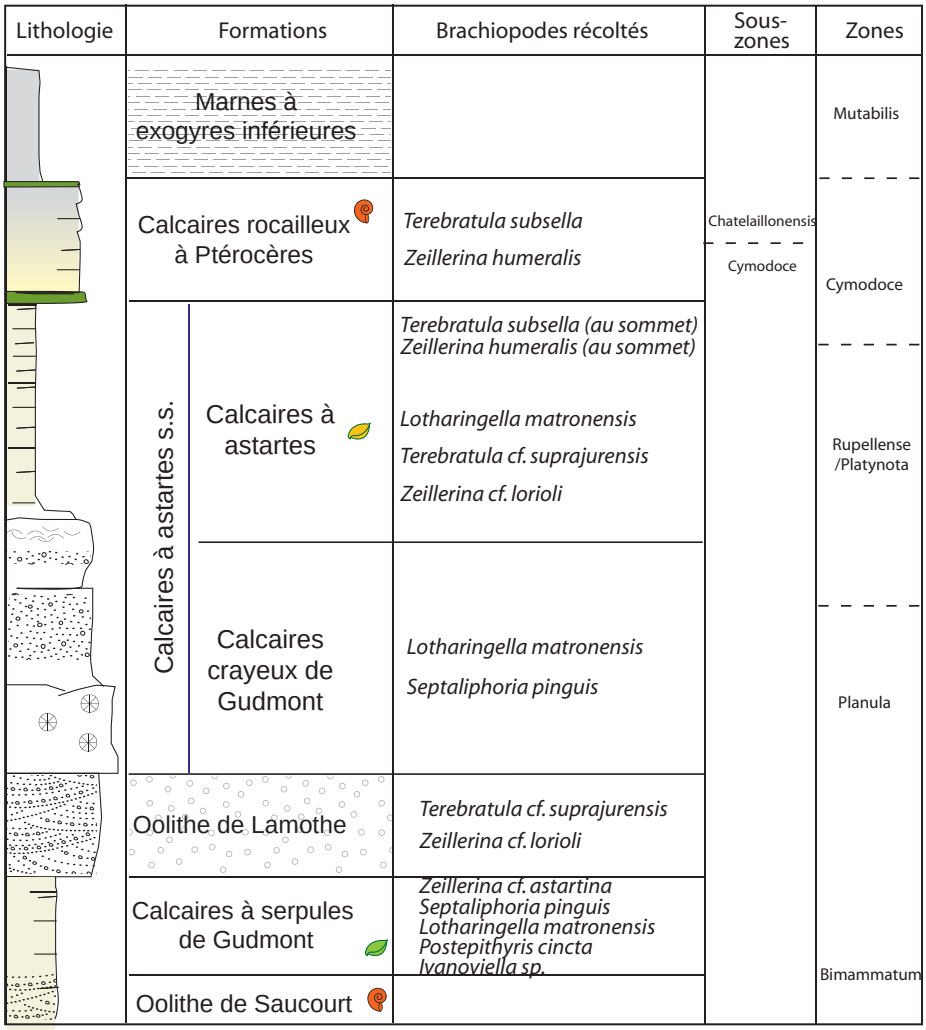


Figure 3.29. Distribution des brachiopodes dans les formations de l'Est du bassin de Paris. Les ammonites représentent les éléments biostratigraphiques de la littérature (Chap. I) et les brachiopodes, ceux évoqués dans cette étude.

III.4.1.2 Les algues et foraminifères (Fig. 3.24)

Une algue et trois foraminifères présents dans les formations de Lorraine-Champagne sont considérés comme des espèce-repères d'après Bassoulet *in* Cariou et Hantzpergue (1997) car elles présentent une répartition stratigraphique limitée.

Goniolina geometrica RŒMER (= *Goniolina hexagona* D'ORB.) est caractérisée par une répartition strictement limitée au Kimméridgien inférieur tel qu'il est défini par Cariou et Hantzpergue c'est-à-dire à partir de la zone à Platynota/Baylei.

Alveosepta jaccardi (SCHRODT) est une espèce très répandue dans les dépôts Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur (Jura, Charente, Magreb etc.). Elle est rencontrée de la zone à Bifurcatus jusqu'à la zone à Mutabilis. Une synthèse sur l'extension de l'espèce *A. jaccardi* serait nécessaire, et il semblerait qu'une révision de ses critères de détermination le soit également car c'est une forme qui présente des morphotypes confondants.

Everticyclammina virguliana (KOECHLIN) a été observée à partir du sommet de l'Oxfordien (sommet de la zone à Planula) mais c'est une espèce surtout abondante au Kimméridgien supérieur et au Crétacé inférieur.

Labyrinthina mirabilis WEYNSCHENK C'est une espèce souvent rencontrée avec *A. jaccardi* dans le Kimméridgien. Elle n'est pas rencontrée dans la totalité de l'Oxfordien supérieur mais plus spécifiquement en son sommet (zone à Planula *p.p.*).

III.4.1.3 Conclusions

Les informations biostratigraphiques données par la présence de *P. cincta* permettent d'attribuer les CSG à l'intervalle allant de la zone à Bimammatum, sous-zone à Hauffianum *pro parte*, à la zone à Planula *p.p.*

Le sommet des Calcaires à astartes est caractérisé à Gudmont-Villiers et à Void-Vacon par l'association *T. subsella*, *Z. humeralis*, caractéristique de la base de la zone à Cymodoce.

Si l'on reprend la Fig 3.24, *A. jaccardi* est présente ponctuellement tout le long de la coupe. Par contre *E. virguliana* et *L. mirabilis* apparaissent dans la partie inférieure de la coupe tandis que *G. geometrica* n'est présente que dans la partie supérieure.

Ces observations amènent à supposer que le passage de la zone à Planula à la zone à Platynota/Rupellense/Baylei se trouve au sein des Calcaires crayeux de Gudmont, et le passage Platynota à Cymodoce dans les Calcaires crayeux de Gudmont ou les Calcaires à astartes. Cette information confirme ce qui était déjà subodoré notamment dans Carpentier (2004), Lathuilière *et al.* (2006).

Si tel est le cas, nous le reverrons dans le chapitre VI, la limite Oxfordien / Kimméridgien telle qu'elle est proposée par Wierzbowski *et al.* (2006) doit se trouver au sein de la zone à Bimammatum (base de la sous-zone Bimammatum) et donc peut être dans les formations qui se trouvent en dessous de celles qui ont été étudiées ici… ! au sein des Calcaires lithographiques/Oolithe de Saucourt (fig. 1.10) en Haute-Marne ou des Marnes à huîtres de Pagny en Meuse.

III. 5. CORRELATIONS LOCALES

Les plus éloignées des coupes étudiées dans ce travail sont distantes l'une de l'autre d'une soixantaine de kilomètres (Vignory/Void-Vacon). Malgré quelques nuances locales d'ordre lithologique, faunistique ou sédimentologique dans chacune d'entre elles, les descriptions détaillées montrent des caractéristiques globales communes. La figure 3.30 schématise les corrélations effectuées entre les différentes coupes.

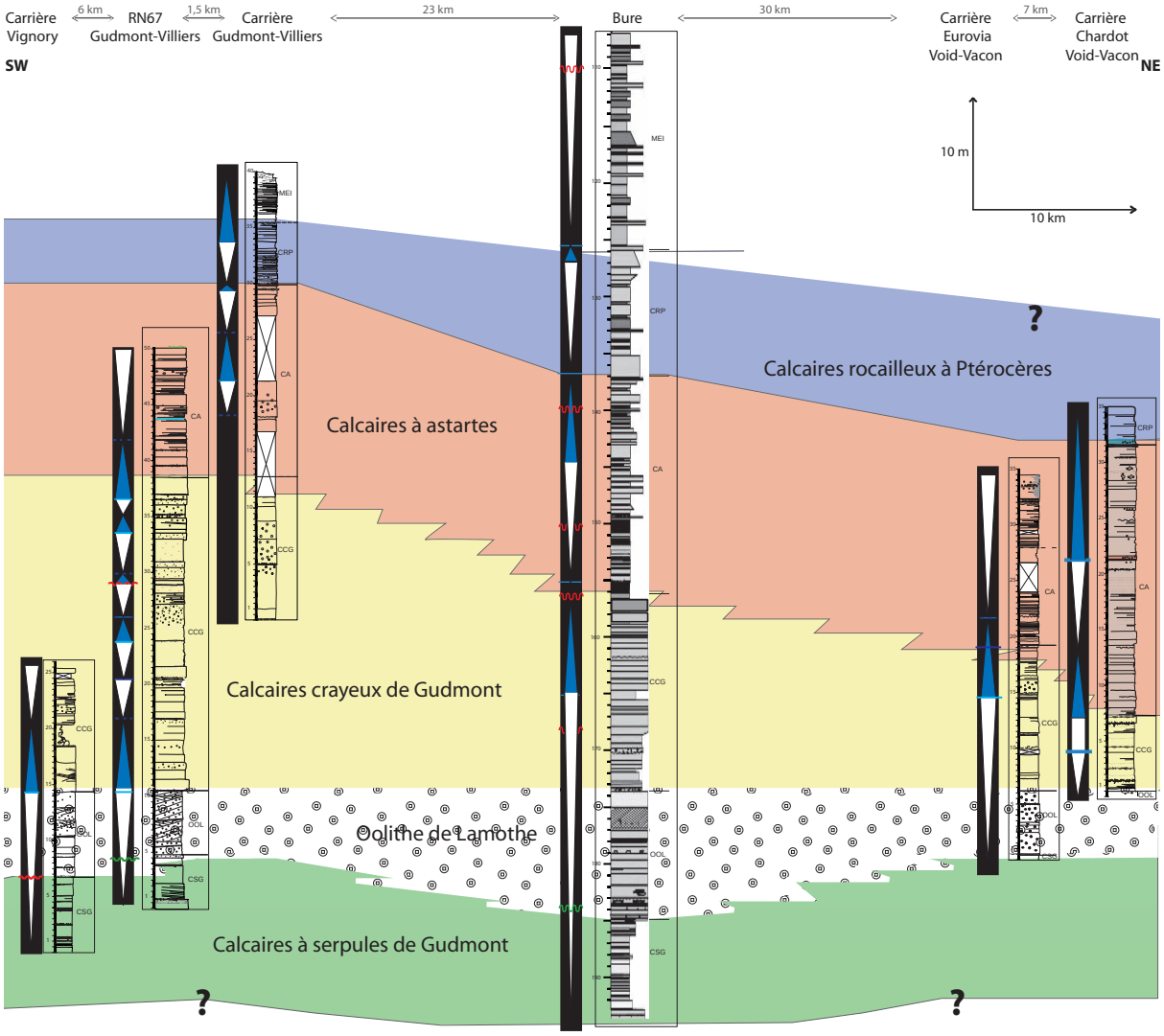


Figure 3.30. Schéma de répartition des faciès de la limite Oxfordien – Kimméridgien sur un transect N-S de la bordure Est du bassin de Paris

Plusieurs observations peuvent alors être faites :

1. L'homogénéité latérale des faciès suggère une homogénéité topographique de la plate-forme. Les successions verticales de faciès similaires impliquent un relief de plate-forme, et chaque point de la plate-forme réagit globalement de la même manière aux variations eustatiques. Le découpage séquentiel, mais surtout les descriptions lithologiques des unités permettent d'effectuer des corrélations de faciès et de comprendre l'évolution des milieux de dépôts.

2. La compensation d'épaisseur des Calcaires crayeux de Gudmont par les Calcaires à astartes : au sud les Calcaires crayeux de Gudmont (25 à 30 m) sont plus épais qu'au nord (5 à 10 m) alors que les Calcaires à astartes sont épais de ~10 m au sud et de 20-25 m au nord. Le passage CCG-CA à Gudmont-Villiers est progressif : des passées grainstone persistent dans le faciès globalement mudstone sur plusieurs mètres à la base des Calcaires à astartes. La barrière prograde et se déplace du nord vers le sud, alimentant plus longtemps le lagon dans la partie plus au sud. Les environnements correspondant aux affleurements de Void-Vacon et Ménil-la-Horgne (Nord) sont de plus en plus

protégés. Le passage latéral de faciès entre les CCG et les CA indique que les deux formations peuvent être des variations de faciès isochrones. Le passage d'un faciès de barrière caractérisé par l'Oolithe de Lamothe vers un faciès lagonaire de type astartes implique un faciès intermédiaire, représenté par les Calcaires crayeux de Gudmont. L'environnement est plus rapidement restreint et un peu plus profond vers le nord. Cette modification tectonique implique un relief-barrière traversant le sud de la plate-forme Lorraine qui aurait une influence sur la direction des circulations océaniques en provenance de la Téthys et de l'Arctique. L'Oolithe de Lamothe et les Calcaires rocailleux à Ptérocères ne montre pas de variations très importantes d'épaisseur du N au S, la subsidence semble donc assez homogène au sein de la plate-forme.

3. Le passage latéral des faciès oolithiques à oncolithiques du sud vers le nord de la formation de l'Oolithe de Lamothe : les environnements très agités en bordure de plate-forme, riches en petites ooïdes plus ou moins bien triées, se transforment en un milieu agité mais plus restreint constitué d'ooïdes micritisées. La fin des Calcaires à serpules de Gudmont est caractérisée par un contexte de plate-forme très étendue et à faible gradient topographique, ce qui engendre des faciès assez uniformes sur de grandes étendues. Aucune topographie préexistante ne sert d'amorce à l'installation d'une bordure de plate-forme. La création d'un système de barrière sur la géométrie plane de la plate-forme entraîne une tendance au confinement. Le faciès de l'Oolithe de Lamothe s'étale latéralement et apparait de façon plus ou moins continue jusqu'en Bourgogne où son équivalent latéral constitue une partie des Calcaires de Tonnerre (Carpentier, 2004). Les ooïdes micritiques du Nord indiquent un environnement moins ouvert que les ooïdes radiales des mégarides tidales du sud.

4. La carrière Chardot de Void-Vacon est traversée dans sa partie supérieure, par plusieurs niveaux à ooïdes ferrugineuses à glauconieuses alors qu'un seul d'entre eux est présent à Gudmont-Villiers. (phases de ralentissement de la sédimentation plus au N qu'au S ?)

5. Les équivalents latéraux des Calcaires rocailleux à Ptérocères sont, dans l'Aube, appelés Marnes à Ptérocères ou Calcaires perforés de Molin. En Bourgogne, ce sont les Calcaires à astartes *p.p.* (Fig. 1.10). Bien que la formation soit globalement constituée d'alternance marne-calcaire, on remarque que le faciès des Calcaires rocailleux à Ptérocères est plus marneux à Gudmont-Villiers qu'à Bure ou à Void-Vacon.

III. 6. SYNTHESE SEQUENTIELLE ET COUPE SCHEMATIQUE

Dans toutes les coupes, les Calcaires à serpules de Gudmont, encadrés par deux formations de barrière, présentent des caractéristiques de plate-forme peu profonde abritée. La transgression débutée dans la formation de l'Oolithe de Saucourt atteint son maximum au sein des Calcaires à serpules de Gudmont. La tendance régressive qui s'ensuit est ponctuée par une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oolithe de Lamothe. Le maximum régressif est atteint dans la partie haute des Calcaires crayeux de Gudmont (niveau émersif à paléosol et bird-eyes). Un cycle de plus basse fréquence s'insère au niveau de la base des Calcaires crayeux de Gudmont, justifié par la microfaune (petit benthos) et la faune typique d'un lagon carbonaté ouvert au sein d'une unité à grain grossier. L'approfondissement est marqué par le passage des Calcaires crayeux de Gudmont aux Calcaires à astartes. Ces environnements de plate-forme indiquent très peu de variations bathymétriques mais la

présence de plus en plus fréquente de bancs argileux et l'absence de marqueur de très faible profondeur permettent d'envisager un approfondissement au sein des Calcaires à astartes. Une accélération de la hausse du niveau marin relatif au sommet des Calcaires à astartes conduit au maximum transgressif représenté par le niveau glauconieux. La séquence régressive qui suit est amorcée à la base des Calcaires rocailleux à Ptérocères, bien que les faciès de cette formation soient caractéristiques d'environnements plus profonds que les Calcaires à astartes puisque la tendance de plus grande amplitude est à la transgression (2nd ordre). L'espace d'accommodation n'est plus comblé par autant de production carbonatée. Le maximum régressif du sommet des Calcaires rocailleux à Ptérocères est suivi d'une surface glauconieuse marquant la base des Marnes à exogyres inférieures (observé à Bure). Ce niveau-repère glauconieux régional marque à nouveau un approfondissement brutal du milieu.

Ces tendances caractérisent des cycles de moyenne fréquence (ou de 3ème ordre) matérialisés sur la coupe synthétique de la figure 3.31.

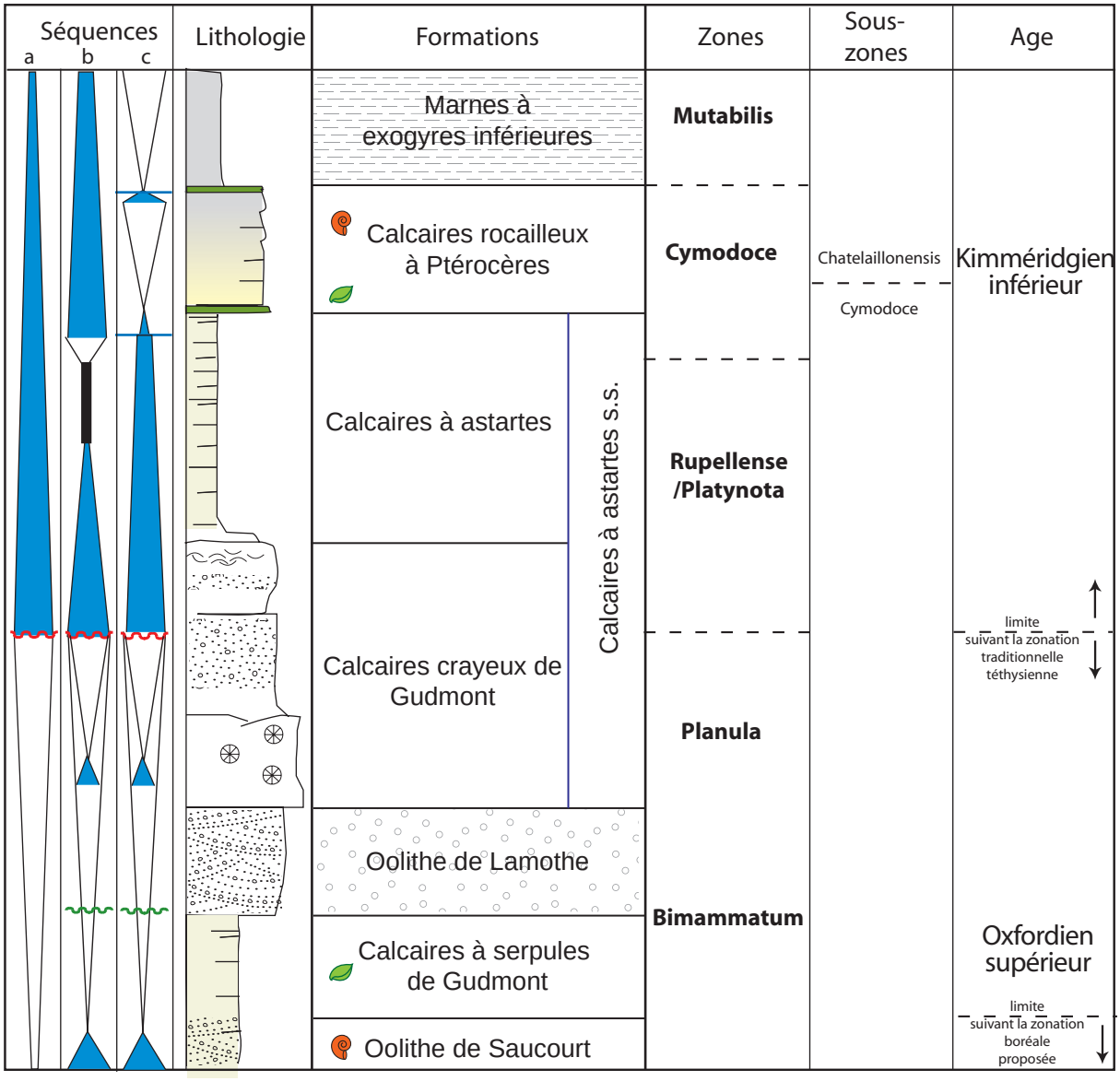


Figure 3.31. Coupe synthétique, cadre schématique actualisé et cadre séquentiel de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur de Lorraine/Champage-Ardenne

III. 7. ORIGINE DES CHANGEMENTS PALEOENVIRONNEMENTAUX ET PRECURSEURS DE LA CRISE DES CARBONATES

III.7.1. Informations complémentaires issues de la littérature

- Des données sur les argiles, complémentaires de notre étude, sont disponibles dans Brigaud (2006). Après une disparition totale de la kaolinite du cortège argileux durant la crise de la zone à Bifurcatus, celle-ci est présente à partir de la zone à Bimammatum dans la série carbonatée oxfordienne mais connaît sa proportion la plus faible au profit des interstratifiés dans l'intervalle compris entre le sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et la base des Calcaires à astartes (zone 5c de Brigaud 2006). Auparavant associée à des périodes de bas niveau marin, la proportion de kaolinite au sein du cortège argileux suggère un comportement indépendant face aux fluctuations du niveau marin.

Les différentes argiles trouvées sont d'origine terrigène et dépendent des produits de l'érosion des massifs environnants (source) et du transport. La kaolinite fait partie des argiles les plus légères et reste plus longtemps en suspension dans l'eau que la chlorite ou l'illite. L'importance des effets de la sédimentation différentielle est liée à l'approvisionnement en particules fines continentales mais aussi à l'hydrodynamique marine dans le bassin (Dugué, 1991). La kaolinite est également un marqueur d'humidité/aridité du climat (Cojan et Renard, 2006). Des apports riches en kaolinite caractérisent des périodes humides associées à une plus forte hydrolyse (contrairement à la smectite). Sa diminution indique donc des périodes plus arides.

- Dans la série de Bure, seuls 2 échantillons ont été analysés dans les Calcaires à astartes et 1 dans les Calcaires crayeux de Gudmont (Moser-Ruck *in* Lathuilière *et al.*,2006). Ils indiquent néanmoins une teneur en kaolinite plus élevé que dans les échantillons sous-jacents des Calcaires à serpules de Gudmont et des Calcaires rocailleux à Ptérocères.

- Par ailleurs, une étude du cortège argileux associée à l'évolution des palynomorphes et de la matière organique effectuée sur la limite Callovien/Oxfordien dans des sondages de l'Est du Bassin parisien (sondage HTM102-ANDRA et Sondage A et B-TOTAL) a apporté des résultats que nous pouvons comparer aux nôtres (Comm. personnelle. R. Ruck-Moser). Une diminution de la teneur en kaolinite par rapport aux interstratifiés est mise en parallèle avec le passage d'environnements oxydants à forte contribution continentale (Pr/Ph élevé) à un environnement réducteur à forte contribution marine. Ces changements concomitants sont accompagnés d'un changement de palynofaciès : la forte proportion d'acritarches présente au Callovien diminue au profit des dinoflagellés et des sporomorphes (Huault *et al.*, 2003). Les auteurs associent ces changements à une modification paléogéographique qui entraîne la mise en communication du bassin de Paris avec le proto-Atlantique ou avec le domaine arctique. Il faut également souligner que dans un contexte général transgressif, Dromard *et al.* (2003a) observe une dissymétrie dans le rythme des transgressions avant et après la limite Callovien/Oxfordien : le rythme saccadé de la transgression et l'observation des peuplements d'ammonites sont interprétés comme des conséquences de la fonte d'une potentielle calotte polaire temporaire ou d'un rapide 'cold snap'.

Ces 3 points amènent aux commentaires suivants :

- Bien que les échantillons de Bure ne présentent pas une diminution de la kaolinite telle qu'elle est démontrée par Brigaud (2006) pour le même intervalle (Calcaires crayeux de Gudmont – Calcaires à astartes), cette anomalie est étonnamment corrélée avec la diminution progressive de la température évoquée dans le chapitre III.1.2. De plus, seuls deux échantillons ont été analysés à Bure contre 35 par Brigaud (2006). On peut raisonnablement imaginer un changement d'aridité dans l'intervalle que nous avons étudié.
- Les résultats obtenus dans le Callovien (Huault *et al.*, 2003 et Ruck-Moser non publié) sont relativement similaires à ceux obtenus dans ce travail de thèse d'un point de vue matière organique, argiles et évolution des palynomorphes où une influence de la tectonique globale est évoquée. Il est envisageable que mes résultats soient associés à des phénomènes tectoniques globaux. En effet, au Jurassique supérieur la phase de rifting de l'Atlantique continue alors que la Téthys entre dans une phase compressive et la zone de la Mer du Nord est fortement active (soulèvement du dômé et rifting). Les changements courantologiques évoqués pour la limite Callovien-Oxfordien peuvent éventuellement être envisagés dans le cas de la limite Oxfordien/Kimméridgien. D'autant plus que les contextes paléogéographiques des deux intervalles considérés sont assez proches.
- Ces résultats sur la limite Callovien-Oxfordien sont à rapprocher du refroidissement global évoqué par Dromard *et al.* (2003a). Dans le cas de la limite Oxfordien-Kimméridgien, le refroidissement traduit par les données isotopiques de la coupe de Gudmont-Villiers est-il lié à un changement climatique d'ampleur globale ou régionale ? Peut-il être attribué à un changement de régime des courants ? Pour répondre à ces questions, il est nécessaire de comparer les résultats obtenus avec des données provenant d'autres lieux géographiques. Ces points seront revus dans la discussion générale.

III.7.2. Conclusion sur les paléoécosystèmes de plate-forme à la lumière des données géochimiques et bibliographiques

Les données paléoenvironnementales, géochimiques et les observations issues de la littérature nous permettent désormais de proposer un scénario quant aux événements précurseurs de la diminution de la biodiversité et de la crise des carbonates lors de l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

A travers les informations recueillies dans l'ensemble des coupes étudiées, il apparaît que des changements dans le chimisme des eaux provoquent une crise touchant la macrofaune, la microfaune ainsi que la microfaune dont il ne reste aucune trace, au sein de la formation des Calcaires à astartes. Les données géochimiques associées aux données sur les argiles et sur les fossiles peuvent nous permettre d'imaginer une chronologie pour ces changements. Les résultats obtenus en géochimie isotopique dans les trois affleurements (Gudmont-Villiers, Bure, Void-Vacon) aboutissent à la descrpition d'une tendance identique : un refroidissement progressif de l'ordre de 4 à 5 degrés (~23°C dans l'Oolithe de Lamothe contre ~18°C au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont) durant le

dépôt des Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à astartes. En effet, les faciès très pauvres en faune des Calcaires à astartes de la coupe de Gudmont-Villiers s'observent également dans les autres coupes (Bure, Void-Vacon…). L'événement dysoxique observé à Gudmont-Villiers et correspondant à la partie quasi-azoïque des Calcaires à astartes pourrait donc être lié à une baisse de l'oxygénation régionale.

La multiplicité des facteurs paléoenvironnementaux et le parallélisme dans l'évolution des différentes coupes étudiées impliquent des changements d'oxygénation et de températures de l'eau au moins à l'échelle de l'aire Lorraine-Champagne.

Des Calcaires à serpules de Gudmont au sommet des Calcaires à astartes, les environnements qui se succèdent sont des environnements lagonaires plus ou moins protégés et plus ou moins ouverts, et dont les barrières oolithiques migrent. Les environnements des Calcaires à astartes sont marqués par une certaine diminution de l'oxygène dissous. La mise en place de barrière oolithique peut entraîner un confinement du lagon. Cette barrière empêche le renouvellement des eaux du lagon par des eaux du large plus oxygénées et le climat tropical chaud où les tempêtes sont rares entraînent une dysoxie de l'environnement lagonaire de l'Est du Bassin parisien.

Le maximum régressif du cycle de 3ème ordre atteint dans les Calcaires crayeux de Gudmont coïncide avec une diminution de plus en plus marquée de la diversité de la faune, ainsi qu'avec le passage appauvri en kaolinite dans certain cas. Le changement de palynofaciès survient à la suite du maximum régressif.

Comment expliquer ce coup de froid ? Est-il seulement régional ? Est-il associé au bas niveau marin relatif ? Comment s'explique la probable accentuation de l'aridité ?

La discussion de ces points est abordée dans le chapitre VI.

Chapitre IV.

L'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur dans le Sud du bassin de Paris

(Berry)

Ce chapitre décrit 14 affleurements situés dans le Sud du bassin de Paris, sur le territoire du Berry, échantillonnés en une semaine en avril 2009 à trois personnes afin de réaliser une série synthétique. De la même manière qu'en Lorraine, le pendage très faible des couches du bassin de Paris ne favorise pas les affleurements naturels et ce sont principalement des affleurements en carrières qui ont été étudiés. Huit d'entre eux ont déjà été décrits par Debrand-Passard (1982), 4 affleurements ont été également observés par Debrand-Passard pour le levé cartographique et sont donc localisés sur les cartes géologiques 1/50 000 publiées dans les années 70. Trois carrières sont décrites pour la première fois et des prélèvements de roche en champs, bord de route ou de lieux de travaux de construction ont permis de compléter la série stratigraphique.

IV. 1. DESCRIPTION DES COUPES ET INTERPRETATIONS PALEOENVIRONNEMENTALES

Les coupes sont décrites dans un ordre stratigraphique. Les données biostratigraphiques de Debrand-Passard (1982) sont indiquées en fin de paragraphe (couleur bordeaux).

Les interprétations paléoenvironnementales suivent la description des coupes (couleur bleue).

IV.1.1. Carrière du Breuil près de Mâron (Fig. 4.2)

Cette carrière à l'est de Châteauroux (Fig. 4.1) fut décrite en partie par Debrand-Passard (1982, p.50), mais elle ne devait pas être aussi profonde au moment de son levé. La carrière est par ailleurs en cours de remblaiement. Le front de taille montre une succession de bancs carbonatés très durs (Fig. 4.2), parfois crayeux et le pendage des strates est de 5-10°N.

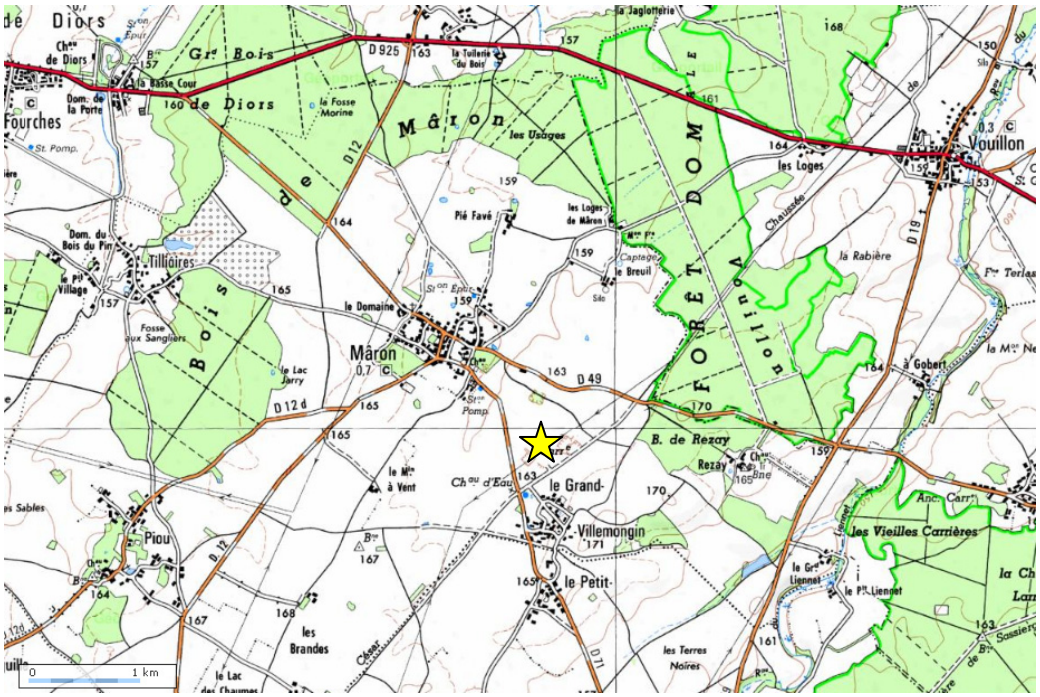


Figure 4.1. Situation géographique de la carrière de Mâron.

Description :

- Les 4 premiers mètres à la base de la coupe (MAR1) sont des bancs à texture micritique fine parsemés de pseudomorphoses de gypses et complètement dépourvus de macrofossiles (cf. faciès B1 tableau 4.1 p. 202). En lame mince, la texture apparaît mudstone-wackestone en raison de la présence des pseudomorphoses de gypse qui forment une structure en chicken-wire (Planche 13). Des restes d'échinodermes et les foraminifères *Spirillina* et *Lenticulina* (recristallisés) ont été observés en lame mince.

- La deuxième unité, entre 4 et 10 m, est reconnaissable à l'œil nu aux nombreuses cavités de dissolution. Ces figures karstiques récentes sont parfois remplies d'argile. Les terriers verticaux et horizontaux sont nombreux (notamment *Chondrites*) Les lames minces montrent un faciès mudstone (burrowed mudstone) à pseudomorphoses et petites ooïdes ferruginisées.

L'unité entre 10 et 13 m est d'apparence plus claire et plus crayeuse, contient encore quelques pseudmorphoses qui sont de moins en moins nombreuses vers le haut de la coupe. Ce faciès est très pauvre en fossile (un foraminifère indéterminé en lame).

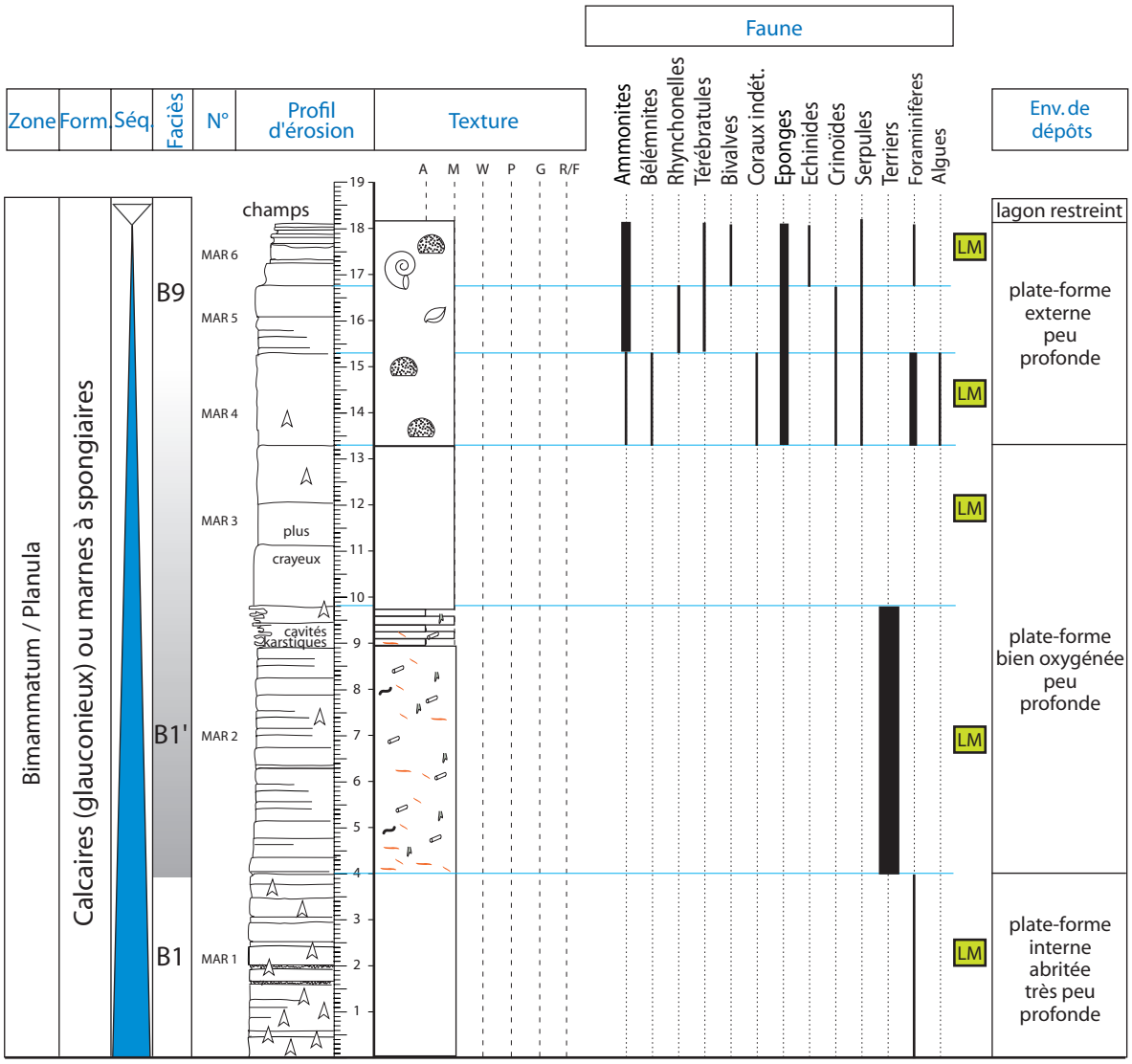


Figure 4.2 Coupe de la carrière de Mâron.

- L'unité du sommet de la carrière (10 à 18 m ; MAR 4 à 6) montre des bancs qui se délitent en plaquette avec, ponctuellement, des interbancs marneux (faciès B3). La texture des niveaux carbonatés varie d'un mudstone à un wackestone pauvre à bioclastes et microfossiles. De petites pseudomorphoses de gypses sont encore visibles en lames minces dans le niveau MAR4. Cette unité est riche en spongiaires, brachiopodes, ammonites et bélemnites. Les crinoïdes représentent une partie non négligeable de la faune. Les spongiaires sont nombreux, de forme plate et évasée (cupuloïde) et mesurant entre 10 et 20 cm. Leur surface inférieure fait apparaître leur réseau spiculaire (Pl. 14) et est souvent encroûtée par des serpulides et des bryozoaires, organismes souvent sciaphiles. Les démosponges se retrouvent souvent le pédoncule vers le bas. Elles n'ont pas été déterminées. Les lames minces sont riches en spicules siliceux triaxones, appartenant certainement en partie aux mêmes types de spécimens que ceux observés macroscopiquement. Les bivalves sont peu variés, mais un peu plus nombreux dans les bancs du sommet (notamment *Chlamys*). Les brachiopodes sont abondants et parfois très déformés (MAR5). Nous avons reconnu les térébratules *Aromasithyris riazi* et *Terebratula gr. baltzeri*. Les ammonites sont souvent de petites tailles avec peu de côtes. Deux autres formes plus grandes possèdent des côtes bifurquées ou falciformes. Nous avons recueilli : différents

Perisphinctidae, *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) gr. jelskii*, de nombreuses *Taramelliceras aff. polcheri* et *Glochiceras* (Planche 14), de nombreux tours de *Perisphinctes* ou autres ammonites aux côtes fines et bifurquées. Les lames minces livrent une microfaune assez peu diversifiée : Nodosariidae, Miliolidae, *Spirillina*, *Lenticulina* ainsi que de nombreux débris coquilliers, d'échinodermes et des bryozoaires.

Les bancs cryogénisés du sommet de la carrière et les champs alentours indiquent le retour à un calcaire mudstone très pauvre en fossiles (aucune ammonite).

Biostratigraphie : Debrand-Passard (1978, 1982) indique que la faune d'ammonoïdes du sommet de la carrière est d'âge Oxfordien supérieur (base de la zone à Bimammatum, sous-zone à Hypselum) . Les brachiopodes *A. riazi* et *T. gr. baltzeri* que nous avons trouvés indiquent les zones sommet Bimammatum/base Planula (Debrand-Passard, 1982 ; Boullier *in* Cariou et Hantzpergue, 1997).

Interprétation environnementale : Les cristaux de gypse (pseudomorphosés en calcite) sont typiques d'un environnement très peu profond (Flügel, 2004). Comme signalé dans le chapitre II, la cristallisation de gypse est liée à la faible tranche d'eau impliquant une forte évaporation et un climat relativement aride (environnement lagunaire ou de type sebkha). Les rares microrestes (*Lenticulina*, *Spirillina* et échinodermes) évoquent diverses conditions de milieu puisque ce sont des organismes relativement ubiquistes, surtout d'un point de vue bathymétrique. *Spirillina* se retrouve plus fréquemment dans des environnements calmes infralittoraux avec probablement une relative abondance en nutriments (Tyszka, 1994). Le faciès micritique pratiquement azoïque de la base suggère un milieu chaud, fermé et calme, peu profond et très peu favorable à la vie. Les nombreuses bioturbations du niveau MAR2 indiquent la présence d'organismes variés ce qui implique une ouverture du milieu et certainement une meilleure oxygénation. Celui-ci va s'ouvrir et s'approfondir progressivement jusqu'à l'apparition d'ammonites et de bélemnites au sommet de la coupe qui témoignent d'un approfondissement maximal. En même temps que l'apparition des céphalopodes, des grandes éponges siliceuses cupulaires s'installent. Les éponges sont sensibles à la quantité de particules sédimentaires en suspension et leur disposition régulière dans la formation ainsi que les fossiles en partie en position de vie suggèrent une turbidité normale de l'eau et un hydrodynamisme faible. Les ooïdes ferruginisées et les crinoïdes du sommet peuvent indiquer eux aussi un milieu circalittoral. Ce milieu se restreint à nouveau par la suite (disparition des ammonites).

Remarque : L'ensemble de la formation est caractérisé par la présence des spongiaires. Les marnes et calcaires à spongiaires oxfordiens définissent un milieu marin largement ouvert. L'équivalent nivernо-icaunais correspond aux niveaux à spongiaires et aux faciès récifaux bourguignons.

IV.1.2. La carrière de Plaimpied-Givaudins (Fig. 4.4)

Cette carrière au SE de Bourges n'est pas décrite par Debrand-Passard et se situe entre les communes de Saint-Just et Plaimpied-Givaudins. Elle est quasiment entièrement remblayée et nous n'avons pu observer qu'un sommet de front de 3 m d'épaisseur.

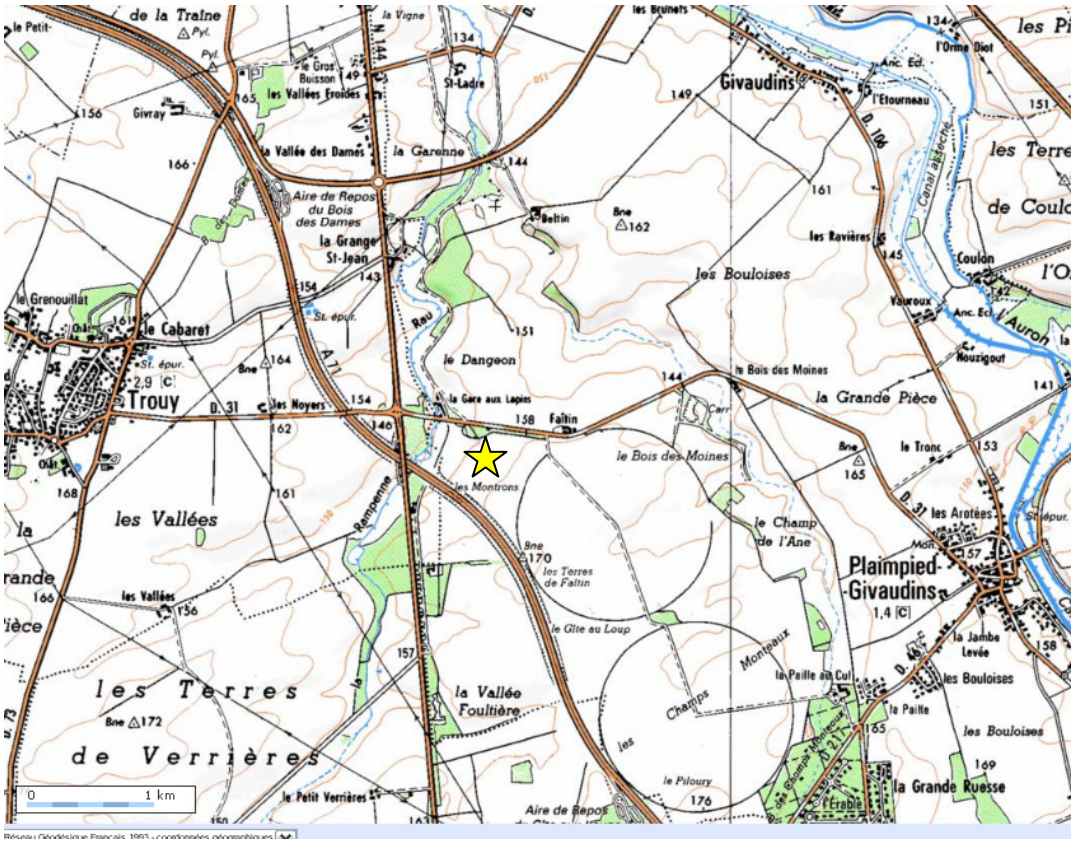


Figure 4.3. Situation géographique de la carrière de Plaimpied-Givaudins

L'ensemble est un mudstone-packstone (faciès B4) à bivalves avec des lits lumachelliques à bivalves. La faune est composée d'Astartinae (*Nicaniella sp.*1 *; Nicaniella (Trautscholdia) sp.*2), des bivalves *Gervillella*, *Grammatodon*, de débris d'ammonites, d'éponges et de terriers centimétriques verticaux et horizontaux (*Planolites*). Les lumachelles à astartes sont ferruginisées (Pl. 15). Les lames minces contiennent dans l'unité GIV 2 de nombreux petits gastropodes, des débris d'échinodermes (Echinide et Ophiuride). Des formes ovoïdes de taille inférieure à 100 µm sont visibles et non identifiées (pseudomorphose de gypse ?). Les calcaires gélifs de la partie sommitale de l'affleurement ne contiennent pas de fossiles.

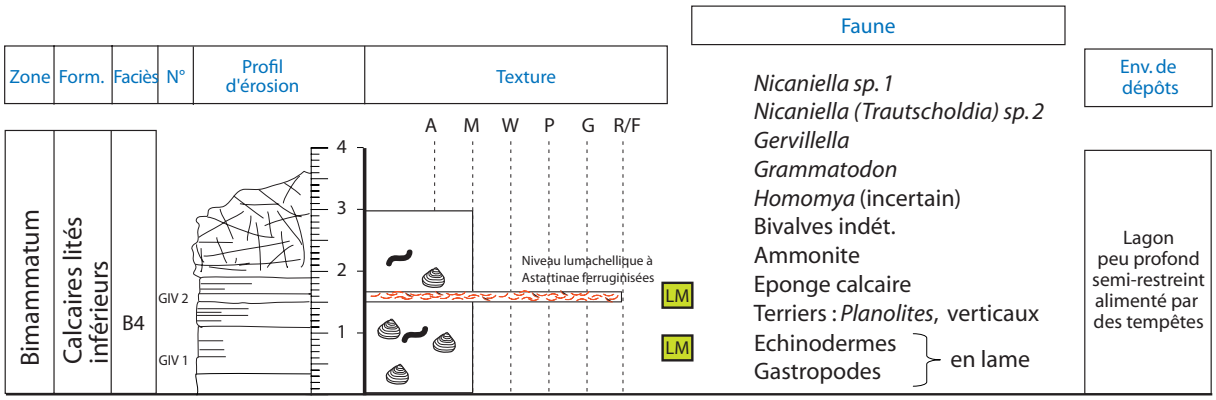


Figure 4.4. Coupe de Plaimpied-Givaudins

Les Calcaires lités inférieurs de la région du sud de Bourges ont été étudiés en sondage (Debrand-Passard p. 62) et sont très peu décrits. Le livret de la feuille au 1/50 000 de Bourges indique des lumachelles à Astartes au sommet des Calcaires lités inférieurs (J6a) ainsi que des pseudomorphoses de gypse dans les environs de Saint-Just. L'affleurement pourrait donc correspondre à la partie sommitale des Calcaires lités inférieurs. Une faune à Périsphinctidés caractéristique de la zone à Bimammatum a été récoltée lors de la cartographie des terrains uniquement pour la partie terminale des Calcaires lités inférieurs (carte géologique 1/50000 BRGM de Bourges Debrand-Passard, 1975).

La faune est composée d'espèces de petite taille et des niveaux lumachelliques sont composés des mêmes taxons que les bancs sus- et sous-jacents. La microfaune est quasi inexistante. L'environnement n'est pas optimum pour des organismes de grande taille et les bivalves sont endobiontes superficiels voire profonds (*Homomya*), ou hémi-endobiontes. Le substrat doit donc être en grande partie mou et le fond soumis à un faible hydrodynamisme. Le milieu lagonaire très peu profond (pseudomorphoses ?) assez restreint (micrite fine) qui les abrite doit être soumis à des tempêtes qui concentrent les coquilles.

IV.1.3. Le bois Jouanin (Fig. 4.6)

Une petite exploitation d'utilité locale, entourée d'un bois au NE de Bourges, représente le seul affleurement de Calcaires crayeux de Bourges actuellement accessible et connus des amateurs (Filippi, 2009). Ce calcaire très poreux est reconnu pour sa richesse fossile. L'affleurement ne représente que 2,50 m de hauteur.

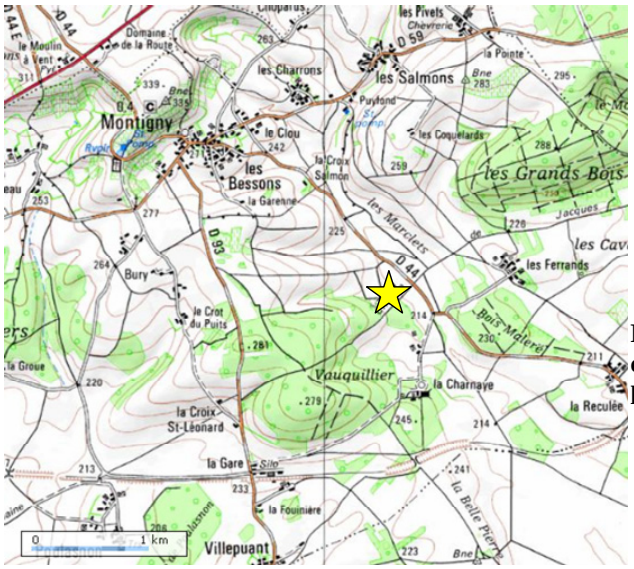


Figure 4.5. Situation géographique de la carrière dans le Bois Jouanin où affleurent les Calcaires crayeux de Bourges.

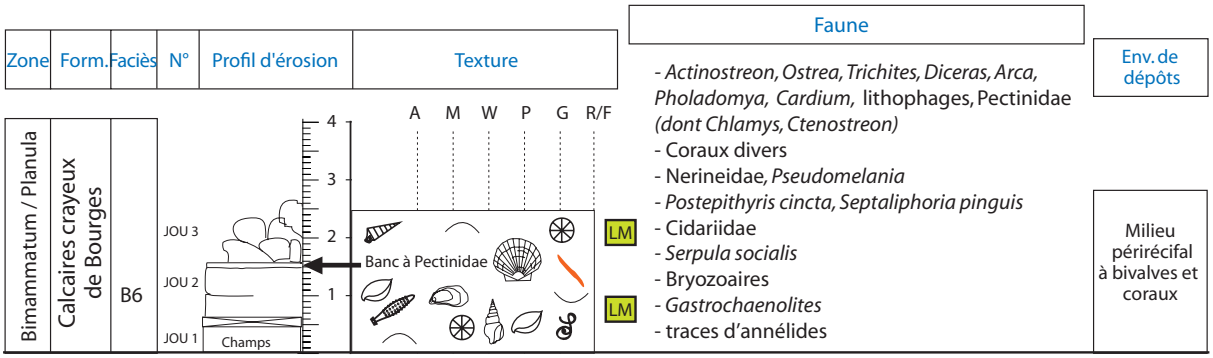


Figure 4.6. Coupe du bois Jouanin

La roche est blanche à jaunâtre, tendre et graveleuse. Le sol est jonché de petites gravelles sub-sphériques d'un diamètre inférieur au centimètre. L'altération a extrait ces oncoïdes normalement maintenus par un ciment micritique...

La faune citée ci-après représente ce que nous avons observé sur place, mais la formation est beaucoup plus riche et diversifiée (Debrand-Passard, 1979 ; Filippi, 2009). Les bivalves sont abondants, parmi eux nous avons identifiés les genres *Actinostreon*, *Ostrea*, *Trichites*, *Diceras*, *Arca*, *Pholadomy*a, ainsi que des taxodontes indéterminés et des lithophages. On peut remarquer un banc à Pectinidae (dont de nombreuses *Chlamys*) à environ 1,50 m au dessus de la base de la carrière. Il y a une grande diversité corallienne avec une prédominance des formes plocoïdes et méandroïdes : *Comoseris*, *Ovalastrea*, *Heliocoenia variabilis*, *Solenocoenia sexradiata*, *Myriophyllia rastellina*, *Microsolena*, *Dimorphastrea*, *Kobyastraea*, *Enallhelia*, *Placophyllia*, *Thecosmilia*, *Montlivaltia*, *Axosmilia* …

Les gastropodes sont représentés par des Nerineidae *Nerinella* et *Pseudomelania* (Pl. 16). Les brachiopodes prélevés et identifiés sont *Postepithyris cincta* ainsi qu'un grand nombre de *Septaliphoria pinguis*, de taille plus importante que celles prélevées dans l'Est du Bassin parisien (Pl. 16). De nombreuses serpules grégaires et des bryozoaires encroûtent les fossiles. On note la présence des perforations (*Gastrochaenolites*) ainsi que des traces d'activité d'organismes composées de tubes

circulaires de diamètre régulier (entre 5 et 10 mm). Les lames minces fournissent peu de faune : des débris d'échinodermes, de coquilles, des spicules d'éponges triaxones ainsi que quelques algues non identifiées. La texture de la matrice est un packstone-micrograinstone.

Bien que très riche en faune, les Calcaires crayeux de Bourges ne présentent pas d'ammonites permettant une datation relative fiable pour le moment. C'est en sachant que cette formation se situe sous les Calcaires lités supérieurs et qu'elle est l'équivalent latéral des Calcaires de Von et de Morthomiers, que Debrand-Passard l'a daté des zones sommet Bimammatum (sous-zone à Hauffianum) à Planula (sous-zone Planula).

Les fossiles possèdent souvent des traces d'usure (fossiles roulés) et sont fréquemment encroûtés par des bryozoaires et/ou des serpules. La présence des Nerineidae et des coraux diversifiés ainsi que les éléments remaniés et les oncolithes indiquent une faible profondeur et une bonne luminosité dans la zone infralittorale supérieure. Les bivalves sont endobiontes, hémi-endobiontes et/ou fixés, suggérant un milieu avec un substrat variable (mou à dur) voire instable et, associé aux autres éléments, de relativement haute énergie. Les terriers et les Pectinidae indiquent un bon niveau d'oxygénation. L'environnement se trouve au sein d'une plate-forme interne peu profonde et les dépôts correspondent à des dépôts péri-récifaux. Aucune barrière récifale avec de véritables bioconstructions n'a été observée dans les divers affleurements de Calcaires crayeux étudiés jusqu'ici.

IV.1.4. La carrière du Subdray (Fig. 4.8)

Cette double carrière se situe au NW de Bourges, à proximité de la commune du Subdray, sur le site des Grands-Usages et est exploitée d'un côté par Eurovia de l'autre par une autre société. Elle n'existait pas au moment où Debrand-Passard a cartographié la région. La coupe a été levée dans le cadre de notre campagne d'échantillonnage en une journée. Une note citant cette carrière est parue dans le livre des résumés du 8ème congrès français de sédimentologie en 2001 mais aucun article n'a été publié par ailleurs (Giot *et al.*, 2001). La carrière se singularise par le fait que sa partie inférieure est constituée de dépôts carbonatés marins oxfordiens alors que la couverture supérieure est caractérisée par des dépôts à faciès sidérolithiques et des calcrètes d'âge Eocène. Ce sont ces faciès d'altération du calcaire, marqueurs d'un processus de continentalisation, qui font l'objet du résumé de Giot *et al.* (2001).

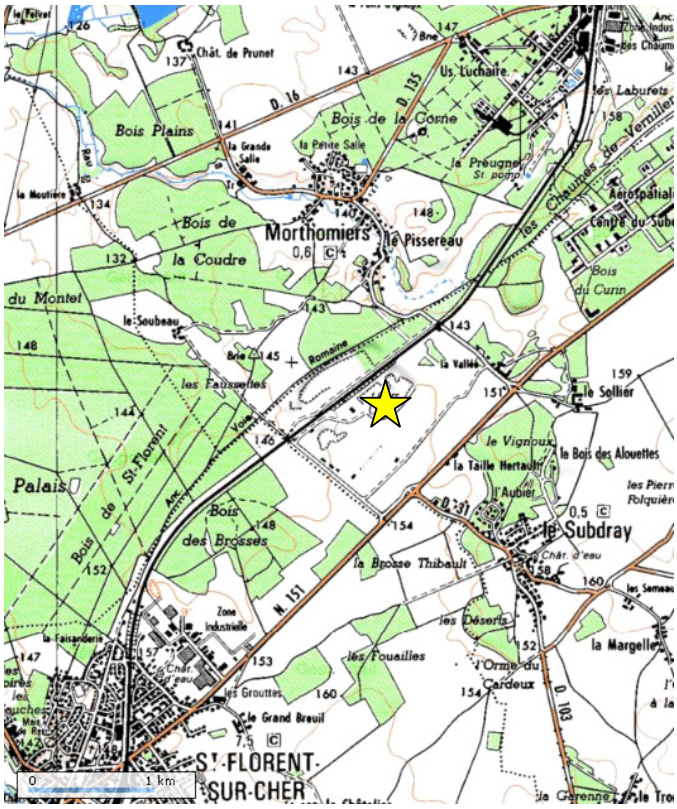


Figure 4.7. Situation géographique de la carrière du Subdray (Calcaires de Morthomiers)

- Les niveaux de la base de la coupe sont des niveaux calcaires beiges à texture mudstone à wackestone, pauvres en fossiles : crinoïdes, serpules et Astartidae. Les bivalves peuvent être rubéfiés.

- A partir du banc SUB6 (5,60 m), les bancs de calcaires et de marnes alternent et des lits lumachelliques à bivalves et/ou brachiopodes s'intercalent jusqu'à SUB10 (10 m). De nombreux brachiopodes ont été identifiés entre 7,70 et 9,50 m : *Zeillerina egena, Terebratula grossouvrei, Aromasithyris riazi, Aromasithyris sp., Septaliphoria pinguis*. Les bivalves sont présents à travers les Pectinidae (*Chlamys*), Ostreidae (*Ostrea, Nanogyra*). Les serpules coloniales et non coloniales sont abondantes. Les lames minces contiennent peu de foraminifères (*Troglotella incrustans*), serpules, coquilles, échinodermes et microsphères. Plusieurs niveaux lumachelliques évoquant un dépôt de tempête traversent les bancs SUB6 à SUB10.

- Le banc calcaire SUB10 est remarquable par son caractère oncolithique et coquillier, unique dans la coupe. Des débris de bivalves, de brachiopodes et d'ammonites y ont été trouvés. L'unité suivante (de 11 à 20 m) est caractérisée par son faciès plus marneux, ses terriers (*Thalassinoides* Pl. 17), ses quelques bivalves (*Gervillella* et Ostreidae) et les rhynchonelles *S. pinguis* (Pl. 18).

- A partir de 20 m de la base, (SUB15), on rencontre des coraux fossiles entiers. Ces coraux lamellaires très localisés du niveau SUB15 sont accompagnés de rhynchonelles et de bivalves (*Trichites* et *Gervillella*). Une ammonite (Perisphinctidae) a été également trouvée dans ce niveau. De 24 à 28,50 m, la roche est granulaire voire poreuse et des cavités de dissolution servent de niveau-repère. Les coraux lamellaires (*Comoseris, Actinaraea* Pl. 16) sont de plus en plus fréquents et sont souvent perforés et encroûtés. Le calcaire a un faciès quasi construit. Le reste de la faune est représenté par des brachiopodes (*S. pinguis et Terebratula sp. ?*). La lame mince présente une texture packstone à lenticulines et bioclastes encroutés par des bryozoaires.

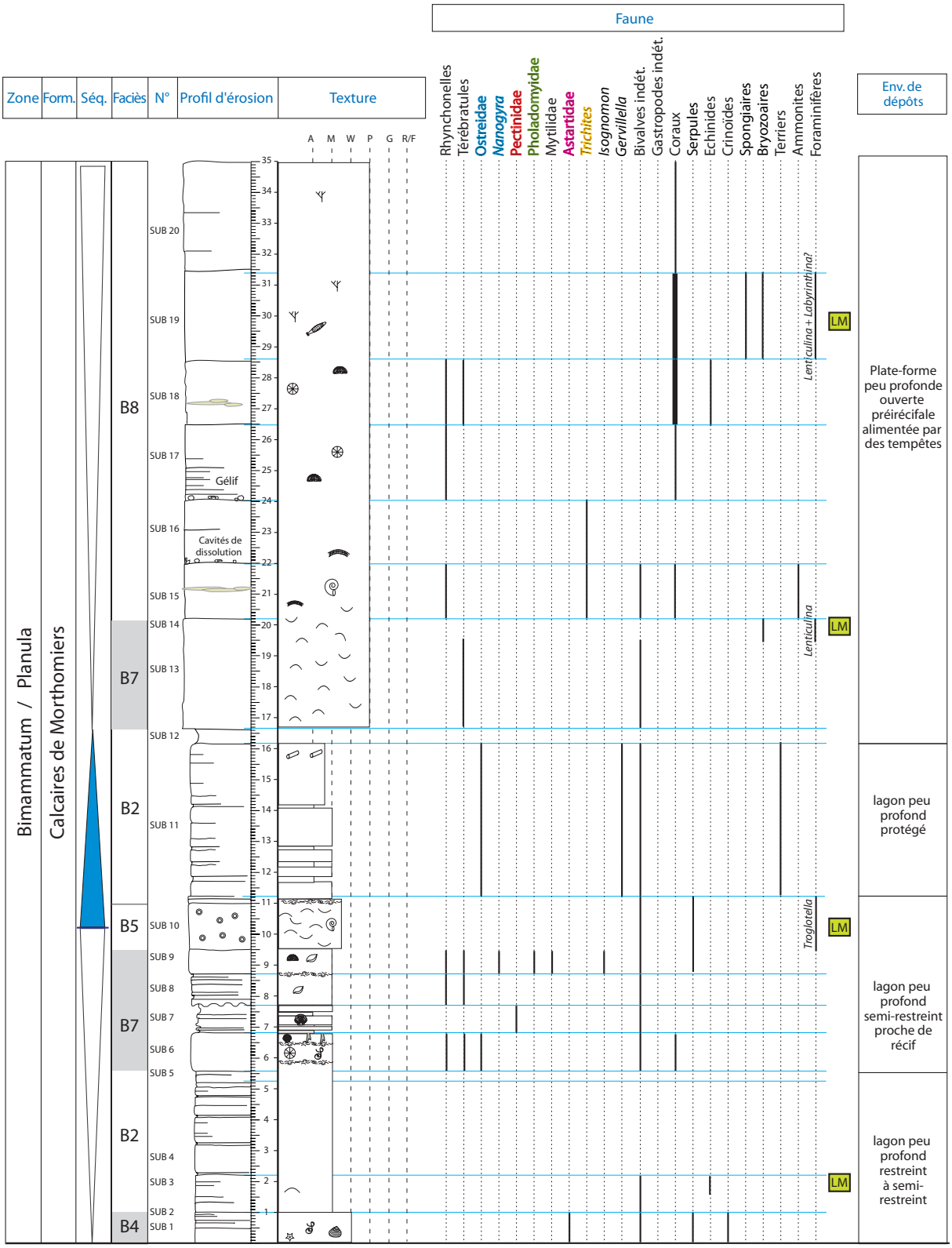


Figure 4.8. Coupe de la carrière du Subdray

- A partir de 28,50 m, les bancs bioconstruits sont très érodés. Les coraux sont branchus (*Microsolena*, Pl. 17) et le reste de la faune se limite à quelques crinoïdes et rhynchonelles. Le sommet est un calcaire plus blanc où l'on trouve des coraux branchus. Au microscope, les foraminifères (*Lenticulina*) sont présents dans les niveaux coralliens ainsi que les bryozoaires encroûtant des coquilles et les spicules d'éponges dans une texture globalement packstone.

Les brachiopodes identifiés caractérisent une association retrouvée dans les Calcaires crayeux de Bourges : *Z. egena*, *T. grossouvrei*, *A. riazi*, *S. pinguis*, ce qui confirme la datation de Debrand-Passard. Par équivalence latérale comme par la biostratigraphie des brachiopodes, les Calcaires de Morthomiers se situent bien dans l'intervalle des zones à Bimammatum (sous-zone Hauffianum)-Planula.

Les tous premiers mètres à crinoïdes et astartes signalent un environnement à salinité normale ; les autres organismes donnent peu d'informations mais les conditions ne sont certainement pas les plus favorables à une diversification de la faune. Les bivalves épibiontes (notamment Pectinidae de SUB 7) et les traces de décapodes fouisseurs (*Thalassinoides*) indiquent un environnement suffisamment oxygéné. La texture micritique et la présence de nombreux brachiopodes ainsi que d'Ostreidae indiquent un substrat variable : boueux avec de nombreux substrats durs disponibles. En SUB 9, l'abondance des serpules, la disparition d'Astartinae et le peu de foraminifères suggèrent cependant qu'un paramètre tel que la salinité ou le niveau trophique a changé par rapport aux unités sous-jacentes. Le niveau oncolithique situé à la suite de plusieurs lits de débordement qui dénotent des apports de tempêtes dans cet environnement peu profond, marque une limite de séquence nette. Les débris coquilliers sont usés, oncolithisés et ont séjourné longtemps sur le fond, malmenés par un fort hydrodynamisme. Les dépôts à terriers qui suivent (SUB 11) sont plus marneux et indiquent un approfondissement ou des apports silicoclastiques plus importants provenant de terrains émergés. Le banc plus marneux situé vers le milieu de la coupe est considéré comme le maximum d'inondation du cycle transgression/régression.

L'arrivée des coraux lamellaires dont des *Comoseris* indique une moindre profondeur que précédemment mais on manque encore un peu de lumière par rapport à l'optimum de croissance de ces coraux. Le milieu est instable car de nombreux débris usés sont retrouvés dans les faciès packstone du sommet de la série et les coraux sont associés à des brachiopodes (*S. pinguis*) souvent présents dans des milieux de faible bathymétrie (Courville *et al.*, 2007).

L'environnement qui suit est caractérisé par la présence des coraux branchus. Ils représentent quelques colonies rapportées au genre *Microsolena* mais ces formes semblent posséder un mode de croissance tout à fait particulier. Étant le seul représentant ou presque des cnidaires dans ces horizons, ces formes ne traduisent pas un environnement si favorable à l'épanouissement corallien. Indiquent-ils une profondeur moins importante que pour les coraux lamellaires et une meilleure luminosité ? Le reste de la faune n'indique pas la présence d'un récif important. Les seuls microfossiles présents sont les lenticulines. Les brachiopodes, éponges et crinoïdes fréquemment trouvés associés à des coraux suggèrent un environnement de plate-forme ou de rampe. La faible diversité traduit un environnement peu approprié à l'épanouissement faunistique et ce milieu de plate-forme semble ouvert vers des environnements assez distaux.

D'un point de vue séquentiel, l'environnement pauvre et relativement profond et ouvert passe progressivement à un environnement récifal construit à coraux branchus et à éponges. Cette augmentation globale de la bathymétrie est, dans le détail interrompue, par un maximum régressif caractérisé par un niveau de barrière oncolithique suivi d'un approfondissement atteignant le maximum d'inondation par un niveau marneux assez épais (SUB12)

IV.1.5. Champs à proximité du château Les Breux

Un peu au nord de Villeneuve-sur-Cher, nous avons suivi le passage des Calcaires de Morthomiers aux Calcaires lités supérieurs, signalé sur la feuille de Bourges et observable dans les champs au niveau du Château Les Breux.

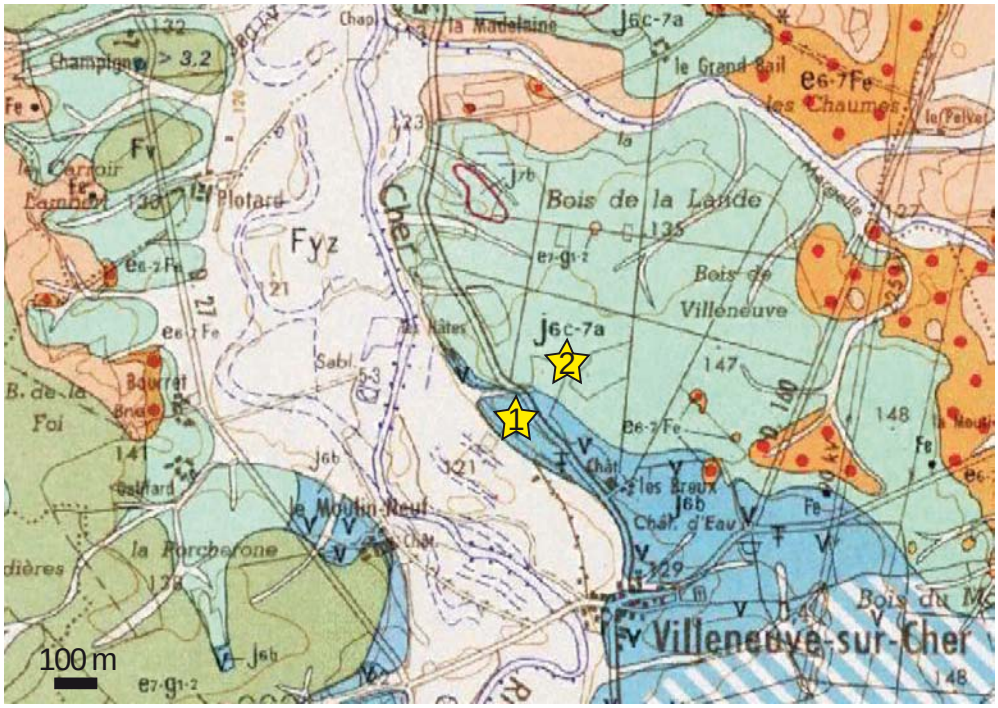


Figure 4.9. Situation géographique et géologique des lieux de prélèvements à proximité des Breux. 1. Lieu 1 : Calcaires de Morthomiers 2. Lieu 2 : Calcaires de Montierchaume

Lieu 1- Les roches affleurant au niveau du signalement des Calcaires de Morthomiers (à gauche sur la D35, au niveau du chemin des Hâtes) sont un calcaire assez grumeleux et de nombreux fossiles jonchent le terrain agricole : éponges, échinodermes, rhynchonelles, bivalves (*Trigonia*, Astartinae, *Goniomya, Myophorella*), serpules, crinoïdes et coraux tels que *Actinaraea, Microsolena, Kobyastraea,* et le branchu *Thecosmilia*. On trouve des échantillons lumachelliques (à bivalves) et le calcaire devient de plus en plus délité et contient quelques astartes lorsque l'on se rapproche de la limite entre les deux formations. Les lames minces de ce mudstone-wackestone à bioclastes montrent de nombreux débris échinodermiques, des serpules, bryozoaires et quelques lenticulines. La lame contient également de petits objets calcitiques qui pourraient correspondre à ce que Debrand-Passard appelle calcite-eyes (Pl. 19). Ces formes de quelques centaines de µm de long ont vraiment une forme d'œil. D'autres grains calcitiques de formes plus ou moins sphériques sont visibles. Une hypothèse sur l'origine des calcite-eyes les interprète comme des recristallisations de petites pseudomorphoses de gypse. Il est également tentant de les interpréter comme des birds-eyes. Cependant, la lame contient également de nombreuses épistomines présentant une recristallisation plus ou moins complète. Les objets calcitiques ou calcite-eyes sont en fait des foraminifères entièrement recristallisées, qui ne montrent plus aucune structure interne, et les différentes orientations des sections expliquent les formes variables des structures aragonitiques.

Le faciès du lieu 1 s'apparente fortement aux faciès B6 ou B8 qui sont les faciès que l'on rencontre fréquemment dans les Calcaires crayeux de Bourges et les Calcaires de Morthomiers, composés de fossiles variés et souvent remaniés.

Lieu 2- A droite de la D35 en allant vers Sainte Thorette, les calcaires se délitent et sont azoïques. Le faciès est comparable à l'échantillon VIL4 (B8) c'est-à-dire représenté par un mudstone crémeux.

La différence de faciès entre les deux lieux est nette. Le lieu 2 est justement cartographié Calcaires lités supérieurs, plus précisément Calcaires de Montierchaume.

Les informations concernant la biostratigraphie des deux formations évoquées sont consignées dans les paragraphes IV.1.4 et IV.1.9.

Les abondants organismes des Calcaires de Morthomiers reflètent un environnement subrécifal, chaud et peu profond. Les restes coralliens indiquent une faible profondeur, une bonne luminosité, des températures assez élevées et une bonne oxygénation.

La perte de biodiversité dans ce milieu peu profond (micrite avec des dépôts ponctuels de tempêtes) expriment une restriction de l'environnement. Cette fermeture va modifier l'équilibre des paramètres environnementaux : problème d'oxygénation probable température ? salinité ?

IV.1.6. Coupe de Von-Toutifaut (usine MEAC) (Fig. 4.11)

A quelques centaines de mètres des anciennes carrières de fours à chaux, le groupe MEAC s'est implanté et rend un affleurement de 5 m de haut accessible en arrière de l'usine.

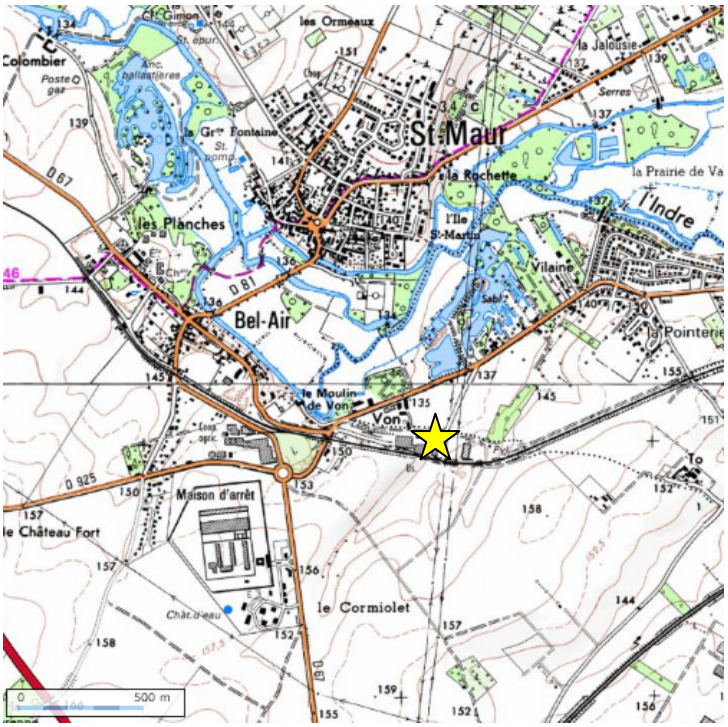


Figure 4.10 Situation géographique de l'affleuremenent MEAC et ancienne carrière de Von

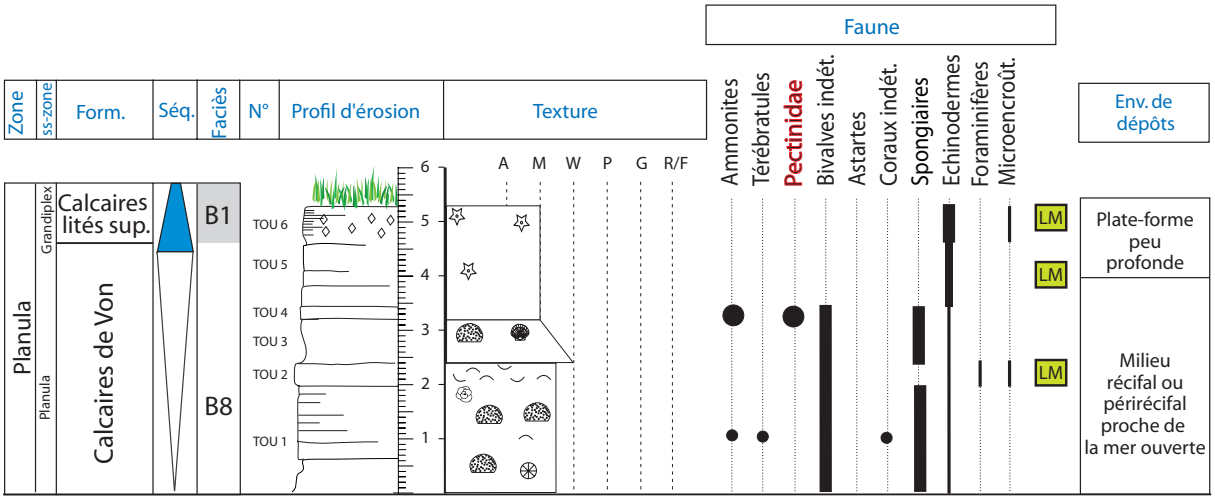


Figure 4.11. Coupe de l'affleurement à proximité de l'usine MEAC sur la commune de Von, au niveau du lieu-dit Toutifaut.

- L'affleurement présente une succession calcaire de texture mudstone à wackestone relativement riche en fossiles sur les premiers 4,50 m (faciès B9): spongiaires, ammonites, brachiopodes, bivalves, corail, et échinodermes. Les spongiaires sont de deux types : l'un en dôme, l'autre plutôt plat. Des lits sont très riches en coquilles et on trouve des ammonites du genre *Taramelliceras* de petite taille (de 1 à 3 cm). Les brachiopodes sont des térébratules difficiles à identifier. Le banc TOU 4 contient des Astartidae et Pectinidae en plus des restes d'éponges et d'échinodermes. D'un point de vue microscopique, la base de la coupe est un calcaire mudstone à bioclastes, les foraminifères présents sont : *Nautiloculina oolithica*, *Lenticulina*, et on repère des associations à microencroûtants *Lithocodium/Bacinella* et *Troglotella incrustans* ainsi que des fragments de bryozoaires. De nombreuses formes de type *Bullopora* sont aussi visibles. L'association microencroûtante *Lithocodium/Bacinella* est souvent visible au niveau de la face supérieure des éponges qui est tournée vers la lumière.

Le banc du sommet de cette première unité (TOU 5) a un microfaciès micrograinstone avec échinodermes, *Textularia* et *Hungarillina pedunculata*. De nombreux spicules (Pl. 19) de même forme que dans les échantillons de VON ainsi que des formes ovoïdes de type calcite-eyes sont présentes.

- Les bancs gélifs du sommet sont des calcaires sans macrofossiles mais qui contiennent des pseudomorphoses de gypse (faciès B1). L'observation en lame mince permet de voir des débris d'échinodermes (ophiurides, crinoïdes et échinides) qui confèrent à la roche un microfaciès parfois wackestone à échinodermes, ainsi que divers foraminifères : *Hungarillina pedunculata*, TVT. Des oncoïdes aux contours diffus à *Lithocodium-Bacinella* ont été vus dans la matrice micritique.

L'affleurement correspond à la description du sommet de la carrière du four à chaux de Von de Debrand-Passard (p. 73) et nous observons donc le passage des Calcaires de Von plutôt fossilifères vers les faciès à pseudomorphoses des Calcaires lités supérieurs. Les ammonites des Calcaires de Von appartiennent à la zone à Planula, sous-zone Planula. Le sommet de la zone à Bimammatum et la zone à Planula sont caractérisés par une faune à ammonites qui comprend notamment des espèces du genre *Taramelliceras*.

Les bancs attribués aux Calcaires de Von sont caractéristiques de dépôts de plate-forme peu profonde et d'eaux assez chaudes : coraux et éponges, bivalves et gastropodes associés. Les Pectinidae associés aux Astartidae indiquent une bonne oxygénation et une salinité normale. Les strates coquillières et les petites ammonites suggèrent un milieu en relation avec une mer ouverte. Les microencroûtants photophiles suggèrent également un environnement peu profond avec un léger hydrodynamisme. L'abondance de *Bullopora* illustre également la présence de substrat dur disponible en grande quantité.

Le milieu devient de moins en moins diversifié et s'enrichit en débris d'échinodermes, notamment de crinoïdes. Les nombreux fossiles d'échinodermes ne sont visibles qu'en tant qu'articles dispersés, ce qui implique un fort hydrodynamisme confirmé par la présence d'oncoïdes par la suite encroûtés. Ces épisodes remaniant de grandes quantités de débris échinodermiques sont ponctuels et alimentent un environnement peu profond étendu (micrite à pseudomorphoses) mais fermé, et encore une fois peu propice à la vie. Les lenticulines et agglutinés ne sont pas caractéristiques d'un environnement particulier et ont pu être remaniés en même temps que les échinodermes ou, en bons opportunistes se contenter du milieu pourtant peu oxygéné, chaud et à salinité certainement particulière.

L'environnement peu profond des Calcaires lités supérieurs (micrite à pseudomorphoses) succède à un milieu littoral récifal plus riche des Calcaires de Von.

IV.1.7. Carrières de Von-Saint-Maur

Situés dans la commune de Saint-Maur à l'est de Châteauroux, les affleurements des carrières citées par Debrand-Passard (1982) ont complètement disparus en 30 ans et les zones remblayées ont été réaménagées (Fig. 4.10). Nous avons trouvé quelques zones de bord de route qui ont permis d'échantillonner les bancs calcaires affleurants. Les échantillons sont des calcaires micritiques à texture mudstone dans lesquels sont visibles des pseudomorphoses calcitiques de gypse (faciès B1). La roche présente une texture mudstone et peut être marquée de terriers remplis d'une matrice de type micrograinstone à péloïdes. On trouve des terriers horizontaux à pseudomorphoses, des terriers obliques ainsi que des terriers verticaux à ménisques. Aucun macrofossile n'a été trouvé. En lame mince, ces cristaux aux contours trapèziques présentent une zonation de recristallisation : après dissolution du gypse, la recristallisation calcitique se présente sous forme micritique qui devient sparitique à l'autre extrémité du cristal, permettant d'orienter les cristaux (Pl. 19). A la présence de ces nombreuses pseudomorphoses s'ajoute de nombreux spicules notamment triaxones de spongiaires. Des foraminifères sont également présents : lenticulines et foraminifères calcitiques bisériés.

Cette description correspond à la description du sommet de la carrière de Von ainsi qu'à des niveaux des carrières de Saint-Maur où un passage pelsparitique est noté (Debrand Passard 1982, p.89). La présence des pseudomorphoses de gypses caractéristiques des Calcaires lités, et la description de Debrand-Passard suggèrent les Calcaires lités supérieurs de la zone à Planula. Cela correspondrait donc plus précisément aux Calcaires de Montierchaumes.

Les pseudomorphoses de gypse indiquent un confinement du milieu certainement très peu profond voire proche de l'émersion. L'épaisseur de ces calcaires à pseudomorphoses est estimée à une trentaine de mètres. Ce qui implique un environnement très peu profond à fond plat durant un certain

temps. Les traces de vie se limitent à quelques terriers. Les arrêts de sédimentation permettant la mise en place de faunes sont fréquents, mais l'environnement reprend régulièrement la même configuration. Aucune éponge complète n'a été retrouvée mais les nombreux spicules, plutôt bien préservés, suggèrent la présence de spongiaires situés à proximité de l'environnement échantillonné. Bien que les corrélations soient délicates avec les coupes décrites par Debrand-Passard (1982), des faciès similaires sont souvent encadrés par des niveaux contenant des biostromes à spongiaires, des faciès plus ou moins bioconstruits ou la présence d'éponges éparses. Gammon *et al.* (2001) expliquent que les éponges sont dépendantes de tous les facteurs environnementaux, la profondeur ou la température ne contrôlent pas à eux seuls leur développement. Ils signalent juste que les dépôts riches en spicules d'éponges sont indicateurs d'eaux riches en silice et en nutriments, probablement dans des environnements calmes.

IV.1.8. Fossé cartographié Calcaires de Montierchaumes

Sur la route Châteauroux-Issoudun, des fossés nous ont permis d'échantillonner les Calcaires de Montierchaume. Ces mudstones « crémeux » à intraclastes contiennent également des terriers de type *Chondrites* ainsi que d'autres plus particuliers, annelés et boudinés. Quelques petites ammonites, rapportées à l'espèce *Ochetoceras* cf. *semifalcatum* ont été trouvées sur le site. Le microfaciès présente un faciès avec une matrice mudstone azoïque parsemée de petites structures globulaires cristallines sparitiques, ressemblant aux échantillons de la carrière Feray (voir plus loin, faciès B2).

Les Calcaires de Montierchaumes qui sont les premiers calcaires de la formation des Calcaires lités supérieurs se démarquent habituellement des Calcaires de Levroux par la présence des pseudomorphoses de gypse. La légende de la carte de Châteauroux (Debrand-Passard *et al.*, 1972) indique : « dans son ensemble le Calcaire de Montierchaume présente une faune d'ammonites très appauvrie mais très semblable à celle du Calcaire de Von. Il pourrait donc lui aussi correspondre à la sous-zone à Hauffianum des auteurs allemands. » Les ammonites trouvées sur place *Ochetoceras* cf. *semifalcatum* sont généralement présentes dans le sommet de la zone à Bimammatum sous-zone Hauffianum. Si les ammonites ont été bien identifiées, cette datation correspond à la légende de carte, ce qui expliquerait l'absence de pseudomorphoses. Une nouvelle caractérisation des Calcaires de Montierchaume à travers une association d'ammonites plus complète dans Debrand-Passard (1982), les place pourtant dans la sous-zone à Grandiplex de la zone à Planula.

Le faciès micritique à terriers sous-tend un environnement peu profond et peu habité ou très peu profond et restreint. La houle ou la marée apportent ponctuellement quelques ammonites égarées ?

Debrand-Passard (1982) note la présence de lentilles de calcaire gréseux au sein des Calcaires de Montierchaumes, et remarque la teinte brune trahissant la présence de fer. Il émet l'hypothèse que le développement de la vie serait limité par la turbidité du milieu et au déficit d'oxygène causés par la sédimentation des vases carbonatées et l'absence de substratum indurés.

IV.1.9. Coupe de la route de Montigny à Villepéant (Fig. 4.12)

La portion de route citée par Debrand-Passard (p.95, Villepuant est devenu Villepéant) est toujours accessible et la zone de bord de route (talus, fossés enherbés et champs) a été découpée en 4 points d'observation.

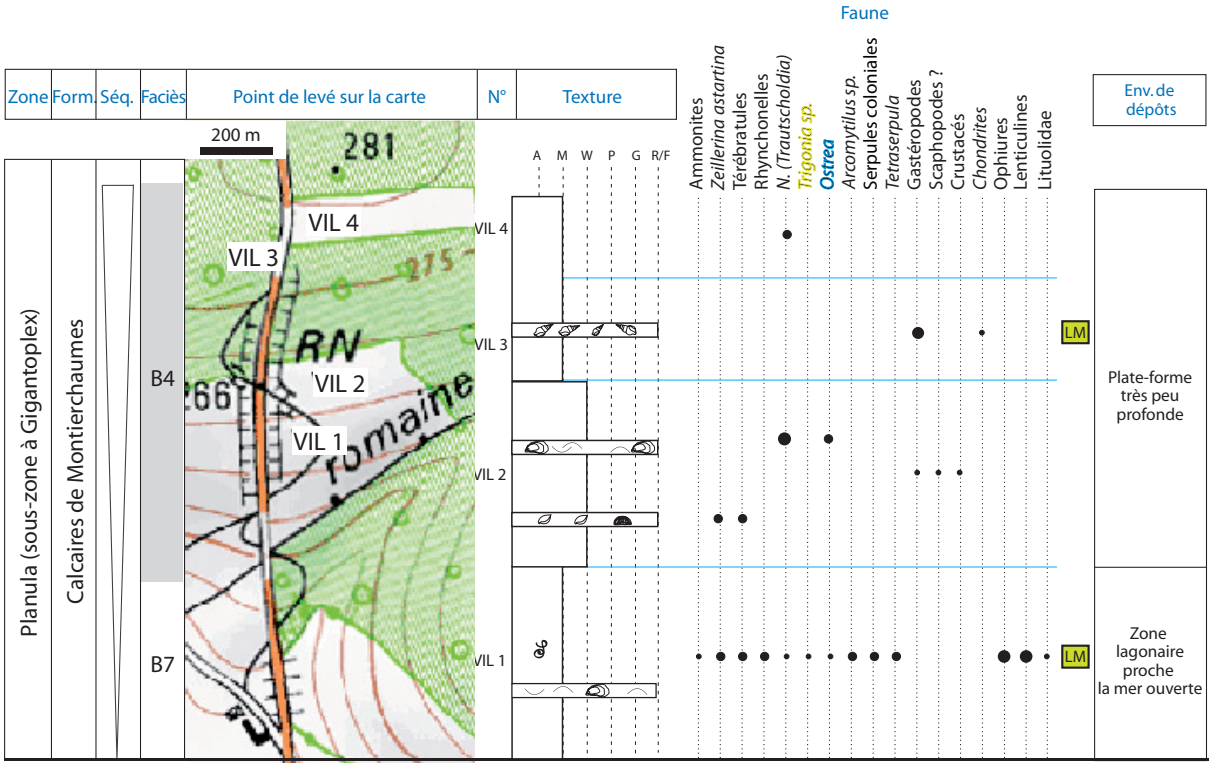


Figure 4.12. Transect-section entre Montigny et Villepéant.

- VIL1 : le calcaire est blanc et lumachellique ; les fossiles sont variés : brachiopodes (*Zeillerina astartina*, rhynchonelles), ammonites, bivalves (Astartidae, *Ostrea*, *Trigonia*, *Arcomytilus*) et de nombreuses *Serpula socialis* et *Tetraserpula* (Pl. 19). Le microfaciès révèle de nombreux débris d'échinodermes dont des ophiurides également notés par Debrand-Passard et comparés à *Ophioderma ? spectabilis*. Ce wackestone est aussi remarquable par ses nombreux bioclastes coquilliers ainsi que la présence de plusieurs Lituolidae et des concentrations de *Lenticulina* et d'Epistomina.

- VIL2 : le calcaire est un peu plus crayeux de type Calcaires crayeux de Gudmont, et nous avons récolté des bivalves (*Grammatodon* et Ostreidae) et un céphalothorax de crustacés (*Prosopon*).

- VIL3 : Ce calcaire gélif « à astartes » levé en talus de route présente plusieurs niveaux de lumachelles à petits gastropodes ou de lumachelles à *Nicaniella sp*. Le contenu fossile montre également des terriers de type *Chondrites* et de plus gros terriers horizontaux. Le microfaciès est un mudstone azoïque.

- VIL4 : à nouveau en champs, le calcaire blanc se délite facilement et présente des fossiles de petits bivalves ressemblant au précédent, *Nicaniella sp*.

Cette coupe est mise en équivalence latérale avec les Calcaires de Montierchaume par Debrand-Passard (1982). Ceux-ci sont datés par équivalence de faciès de la zone à Planula, sous-zone

à Gigantoplex (ou Galar/Grandiplex). Nos brachiopodes récoltés, de l'espèce *Zeillerina astartina*, confirment la correspondance de cette coupe avec le sommet de la zone à Planula (Boullier, communication orale). Ce levé montre la variabilité du faciès des Calcaires de Montierchaume décrits précédemment et montrant un faciès différent, très pauvre.

De VIL1 vers VIL4 on observe que les ammonites, ophiures, lenticulines et épistomines marquant un milieu relativement profond et ouvert passe à une faune plus réduite à Astartidae et gastropodes et micrite fine évoquant un milieu moins profond et plus restreint. Ce passage indique une réduction de la tranche d'eau. Le substrat est variable et l'hydrodynamisme variable. Dans les niveaux les plus ouverts et profonds les lumachelles sont principalement constituées de coquilles brisées de bivalves et brachiopodes alors qu'elles sont composées ensuite de petits gastropodes et d'Astartidae. Les dépôts de coquilles brisées reflétant des dépôts de tempêtes sont remplacés par des accumulations d'organismes entiers déposés par des courants moins agités.

IV.1.10. Carrière de Bel-Air / l'Irlandaise (Fig. 4.14)

La carrière se situe à l'ouest de Levroux. Elle n'est pas indiquée sur la carte géologique de Levroux et n'a pas été décrite par Debrand-Passard (1982). Le site semble en cours de remblaiement, et il restait 5 m d'affleurement accessible lors de notre mission en avril 2009.

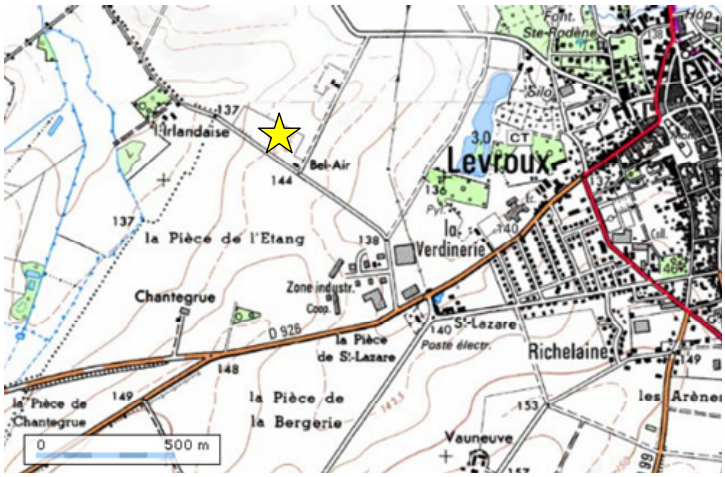


Figure 4. 13. Situation géographique de la carrière Bel-Air / l'Irlandaise géographique

Sur ces quelques mètres, le calcaire beige et compact est relativement diversifié en faune. Les bivalves sont souvent de petite taille, on trouve les genres *Trigonia, Nicaniella, Entolium, Pinna*. Les fossiles comprennent également quelques débris coralliens (*Montlivaltia* ?), des gastropodes dissouts indéterminés et des gastropodes appartenant aux familles des Naticidae et des Cerithidae. Des bancs micritiques présentent parfois des poches lenticulaires lumachelliques aux contours diffus. Ces lumachelles sont riches en coquilles de toutes sortes (brachiopodes, bivalves, gastropodes). Les surfaces d'interbancs (dans IRL1) révèlent sur leur surface supérieure un relief mamelonné et ridé; les creux de ces reliefs de plages sont occupés par de nombreux petits bivalves en position de vie (Pl. 20).

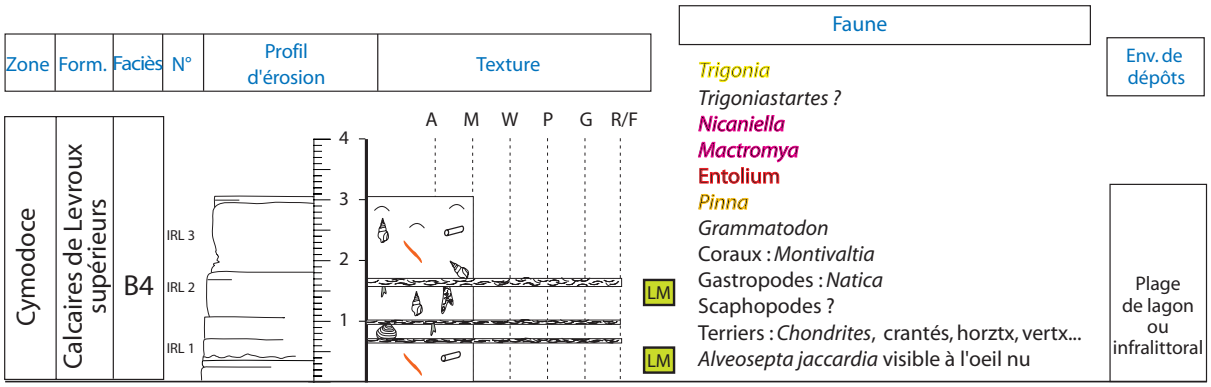


Figure 4.14. Coupe située entre les lieux-dits l'Irlandaise et Bel-Air

De nombreux terriers de différentes tailles et orientations traversent les bancs (*Chondrites*, terriers verticaux fins, horizontaux droits, crantés). Des foraminifères sont visibles à l'œil nu et présentent une structure spiralée cloisonnée de type Lituolidae. Les lames minces affichent une texture mudstone constellée de sphères calcitiques.

La carte géologique 1/50 000 de Levroux (Alcaydé et Debrand-Passard, 1980) indiquent à cet endroit les Calcaires lités supérieurs ou les Calcaires de Levroux supérieurs, et note la présence de Pseudocyclammines ainsi que de microsphères de pyrite recristallisées en calcite. Ces détails correspondent à nos observations et on peut donc considérer que l'affleurement appartient aux Calcaires de Levroux supérieurs. Les Calcaires de Levroux supérieurs contiennent en d'autres endroits une faune caractéristique de la zone à Cymodoce sous-zone à Cymodoce (Debrand-Passard p. 112).

La présence de gastropodes, bivalves et coraux, la position des bivalves aux creux de reliefs de houle sculptant le substrat mou indique des conditions de dépôts de plage ou de milieu infralittoral. La faune dans son ensemble suggère un milieu chaud. La présence de Pinnidae (hémi-endobionte) et de nombreux endobiontes suggèrent un substrat assez mou et stable. La faible profondeur et la bonne luminosité est aussi signalée par la présence des grands Lituolidae. Les bivalves sont de petite taille ce qui peut faire penser à un milieu à salinité ou à oxygénation anormale. L'hypothèse d'une eau hyperhaline est réfutée par la présence de Pectinidae, sensible aux variations de salinité. Les terriers sont variés et nombreux et indiquent une bonne oxygénation. Des dépôts de coquilles brisées indiquent des dépôts de tempêtes régulières ou de forte houle.

IV.1.11. Carrière Feray (Fig. 4.16)

La carrière Feray, au NNW de Châteauroux, présente un front de taille d'une vingtaine de mètres. Elle est en cours de remblaiement et se révèle difficile d'accès. Elle est ici décrite pour la première fois.

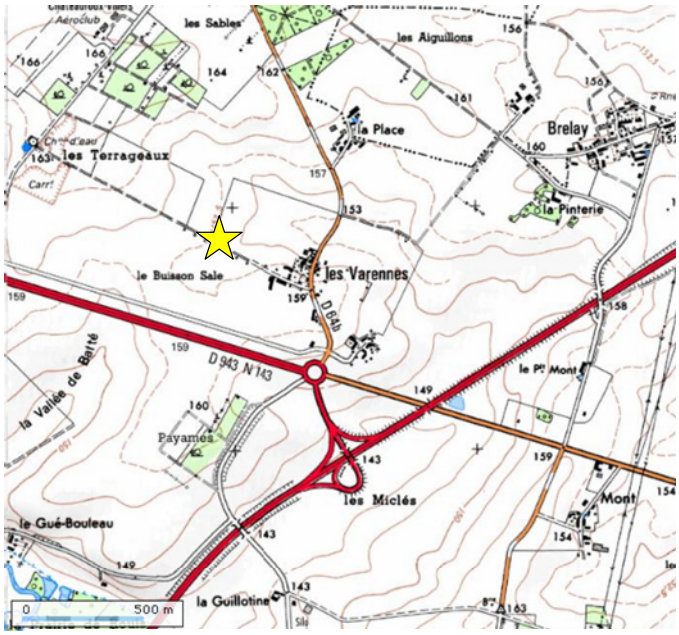


Figure 4.15. Situation géographique de la carrière de Feray

L'ensemble de la coupe est un calcaire jaunâtre découpé en banc plus ou moins réguliers. Les niveaux échantillonnables ont livré des calcaires sublithographiques gris-jaune bioturbés parfois séparés par des bancs plus argileux très pauvres en faune et flore. Les bancs de base sont marqués par la fréquence des terriers, et ponctuellement par des bivalves fossiles (*Pholadomya*) caractérisés par leur porosité moldique. Un banc marneux assez épais contient des terriers et des coquilles de bivalves. Des structures mamelonnées de tempêtes ou HCS sont visibles au sommet de la carrière. Globalement le faciès micritique est un mudstone pauvre en fossiles et microfossiles. Les lames minces fournissent plus d'informations concernant la faune : de nombreux spicules d'éponges sont visibles dans le banc FER 3, des débris d'échinodermes et des foraminifères complexes. Les spongiaires sont représentés par des spicules triaxones et des Geodiidae. Les foraminifères sont représentés principalement par *Everticylcammina* cf *virguliana* (Pl. 21). Des traces rougeâtres ferruginisées traversent les lames.

Nos observations correspondent bien à la définition des Calcaires de Levroux donnée dans le livret de la carte géologique de Châteauroux (Debrand-Passard, 1972) et qui n'indique pas s'il s'agit de Calcaires de Levroux inférieurs ou supérieurs. Cette série calcaire pratiquement azoïque peut se rapprocher de ce qui a été observé dans le sondage de Levroux ou dans les carrières du secteur Levroux-Buzançais qui traversent les Calcaires de Levroux supérieur très pauvres en faune. La présence de terriers et des Lituolidae (*Pseudocyclammina jaccardi* dans Debrand-Passard, 1982*)* .est une observation également se rapprochant de la description des Calcaires de Levroux supérieur (zone à Cymodoce sous-zone à Cymodoce) bien que ces Calcaires subissent d'importantes variations latérales de faciès (Debrand-Passard, 1982, p.111).

Les quelques organismes endobiontes de la base indique un milieu correctement oxygéné. Les premiers mètres bioturbés suggèrent un environnement peu profond avec des fréquents arrêts ou ralentissement du taux de sédimenttion. Les Geodiidae sont des éponges généralement peu profondes (Gaillard, 1983, p. 336) et très abondantes dans les faciès boueux de front de récif ou d'environnement encore plus ouverts (Brachert, 1992). Les Lituolidae et la micrite fine suggèrent un milieu de production carbonatée chaud et peu profond.

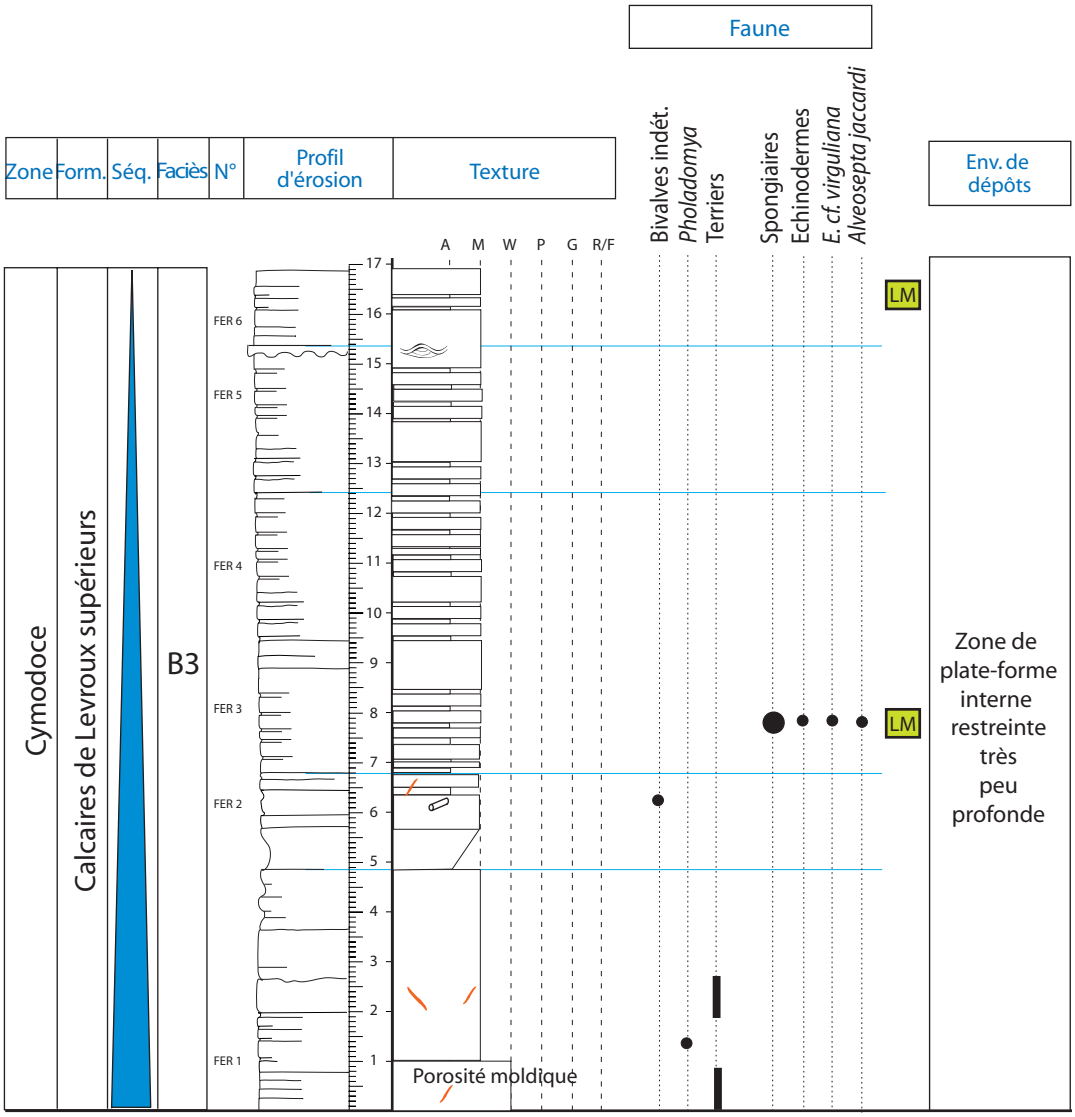


Figure 4.16. Coupe de la carrière Feray

Les niveaux argileux évoquent une augmentation temporaire de la tranche d'eau. Les bancs se succèdent avec beaucoup de similitudes et sont souvent bioturbés ; cela peut indiquer des arrêts fréquents de sédimentation avec une reprise dans un environnement dont les conditions ne changent pas et qui subside régulièrement. Les tempestites du sommet (*type 3* de Carpentier 2004) et les terriers signent une sédimentation sous contrôle de courant oscillatoire (par exemple de houle). Le lagon est très homogène (restriction induite du caractère azoïque) et régulièrement subsident. Les tempêtes sont les premiers signes d'une ouverture.

IV.1.12. Carrière de Mehun (Fig. 4.17)

Dix kilomètres à l'ouest de Châteauroux et proche de la commune de Mehun, la carrière Lavaux en cours d'exploitation présente une coupe de plus de 15 m de haut d'alternance marno-calcaires. La carrière a été levée en partie par Debrand-Passard (1982, p. 107 ; 6 m dans Debrand-Passard pour 15 maintenant).

- Les bancs de la base de la section sont des calcaires micritiques crémeux et compacts à cassure conchoïdale et pauvres en faune.

- Le sommet de la coupe correspond à des alternances de niveaux marneux et calcaires jaunâtres (bancs MEH 5 et 6) et dans lesquels on rencontre quelques brachiopodes, crinoïdes, bivalves, crustacés et serpules. Les interbancs sont très bioturbés (Pl. 21, fig. 4) et les restes de crinoïdes sont variés ; nous avons notamment pu reconnaître le genre *Balanocrinus*. Les bancs de calcaire micritique jaune-gris du sommet (MEH8, 9 et 10) sont de plus en plus épais et très bioturbés : des traces plus claires se détachent et contiennent un matériel également purement micritique (Pl. 21, fig. 5). L'examen des lames minces confirme la texture mudstone avec parfois des microsphères qui correspondent à ce que Debrand-Passard appelle « calcite eyes » et que l'on a vu aussi au Breuil. Aucun microfossile, autre que les lenticulines recristallisées si c'en est, ne sont visibles dans les lames. Debrand-Passard a observé une micrite finement « gréseuse » et quelques foraminifères : *Ammobaculites*, *Lenticulina* et *Planularia*.

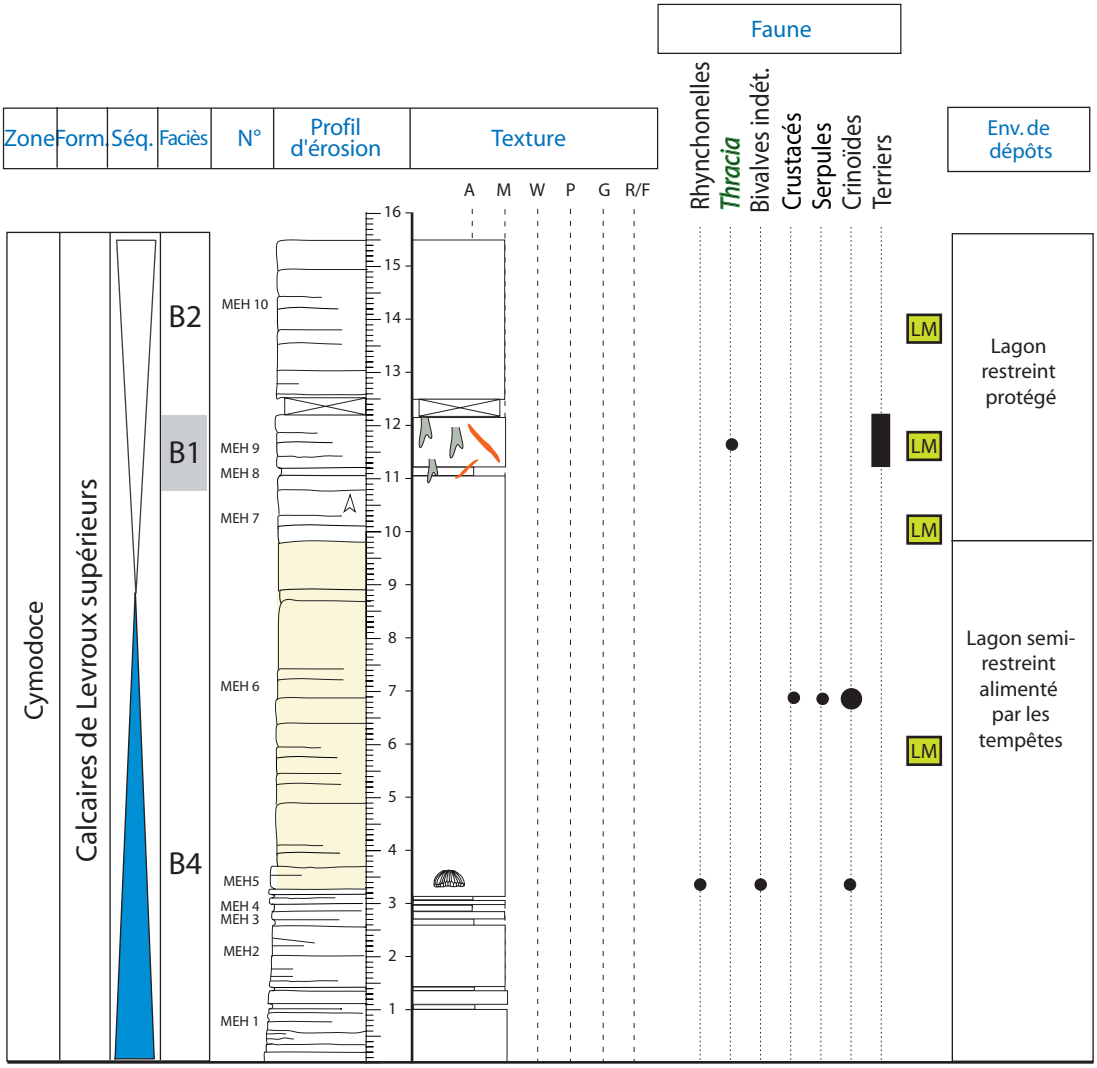


Figure 4.17. Coupe de la carrière de Mehun

Par équivalence de faciès, ces calcaires appartiennent à la formation des Calcaires de Levroux supérieurs. Mais aucun marqueur biostratigraphique n'a été trouvé.

Les bancs calcaires à partir de 3 m, à brachiopodes indiquent un environnement plutôt peu profond. L'augmentation du nombre de types de terriers et de bancs bioturbés, la fréquence des intercalations marneuses ainsi que la présence de fouisseurs comme *Thracia* amène à suggérer un approfondissement du milieu. *Balanocrinus* est un genre retrouvé dans de plus grandes profondeurs que les crinoïdes comme *Isocrinus* ou *Millericrinus* au Jurassique supérieur (David, 1998). Dans des environnements qui vont jusqu'au domaine bathyal, ce qui n'est pas le cas ici. Cet approfondissement entrainant la rétrogradation de la plate-forme est suivi d'un niveau très bioturbé puis d'une micrite fine azoïque suggérant la reprise de l'aggradation.

IV.1.13. Carrière de la Madelaine

Ce qu'il reste de la carrière décrite par Debrand-Passard (1982 ; p. 107 et 114) ne permet pas une observation aussi précise. La carrière située sur la commune de Sainte-Thorette a été à moitié remblayée et sert d'entrepôt agricole. Environ 8 mètres de fronts sont accessibles.

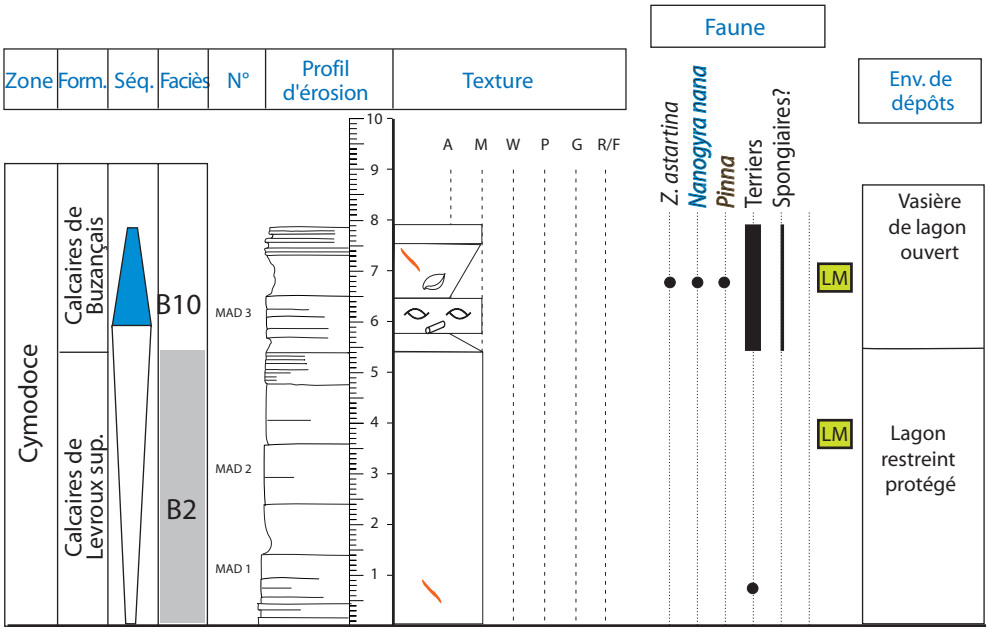


Figure 4.18. Coupe de la carrière de la Madelaine

Le calcaire est blanc et crémeux à la base de la coupe et ne nous a livré que quelques terriers. Les bancs du sommet ont fourni bivalves (*Pinna*, *Nanogya nana*), brachiopodes (*Zeillerina* cf *astartina*) et terriers variés : branchus de type *Thalassinoides* et d'autres terriers griffés très abondants. Le sommet de la carrière est également caractérisé par des intercalations marneuses plus nombreuses. Aucun microfossile n'a été observé en lame. Le calcaire fin micritique azoïque de la base diffère légèrement du microfaciès du sommet qui contient des microsphères de calcite qui pourraient être des sections de spicules. Debrand-Passard indique la présence dans des bancs proches de celui de notre prélèvement la présence de bryozoaires, serpules, échinodermes, coraux, algues encroûtantes et foraminifères (*Ammobaculites*, *Epistomina*, *Lenticulina*, *Alveosepta jaccardi*).

Si l'on compare à la coupe de Debrand-Passard, le niveau MAD3 plus riche en fossile correspond à des lentilles bioconstruites (biohermes) qui appartiennent à la formation des Calcaires de Buzançais. La partie inférieure caractérise les Calcaires de Levroux supérieurs par leur âge : des ammonites (*Physodoceras* gr. *altenense*, *Paraspidoceras* gr. *rupellensis*, *Subdiscosphinctes* sp. et *Progeronia* nov. sp.) trouvées par les propiétaires de l'entrepôt et identifiées par P. Hantzpergue à la base de la carrière datent la coupe de la base de Cymodoce (horizon IX de Hantzpergue et Debrand-Passard , 1980).

Ces dépôts caractérisent le passage d'un environnement peu propice à la faune (CLS) à l'installation de biohermes à spongiaires abritant une faune diversifiée. Les brachiopodes indiquent un bon niveau d'oxygénation et une eau euhaline. Les intercalations marneuses du sommet indiquent à nouveau un approfondissement.

IV.1.14. Labours de la commune de Saint-Genou

Au sud de Saint-Genou affleure la formation des Calcaires de Buzançais (Carte géologique 1/50 000 de Buzançais), figure 4.19. Les champs sont jonchés d'une roche grise à texture macroscopiquement granuleuse. On y trouve des chailles, des terriers (*Chondrites*), des lumachelles à gastropodes assez bien conservés, des Ostreidae et des serpules. La texture est micritique au microscope et révèle des cristaux sparitiques ainsi que la présence de foraminifères agglutinés complexes (?*Everticyclammina*).

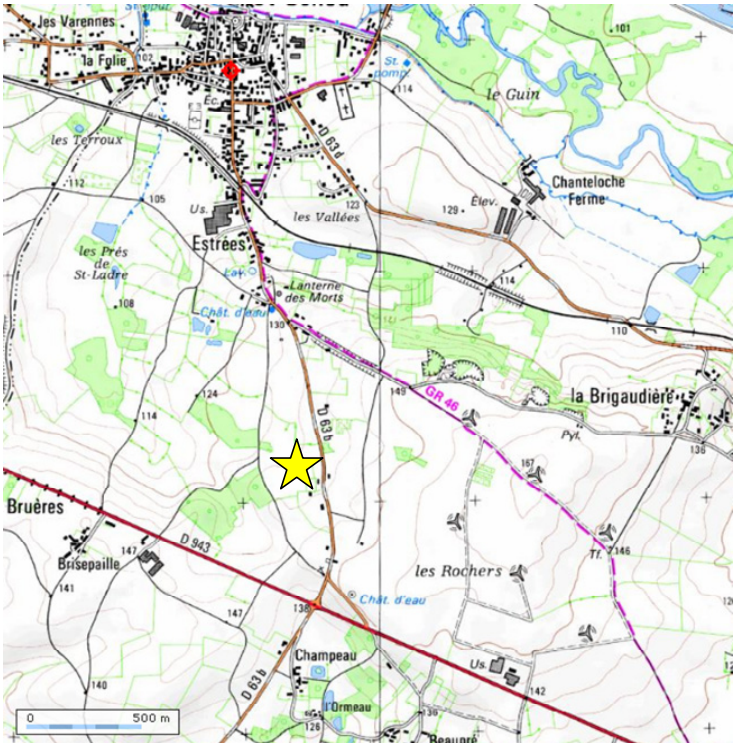


Figure 4.19. Situation géographique des prélevements effectués dans les labours de la commune de Saint Genou

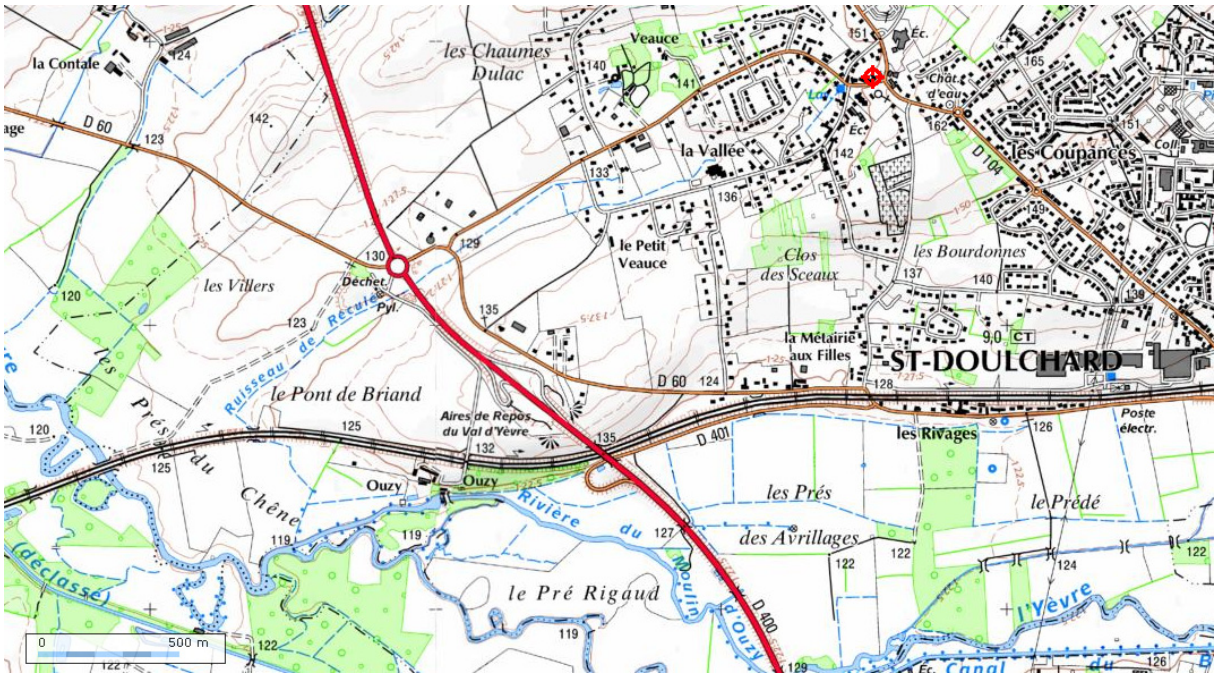
Le substrat est variable : mou (micrite fine) à durs (Ostreidae, serpules). Les Lituolidae indiquent un milieu chaud et peu profond mais le reste de la faune ne permet pas d'envisager un environnement de très faible profondeur. Les lumachelles indiquent des environnements de dépôts soumis à des mouvements des eaux permettant l'accumulation de coquilles.

Les Calcaires de Buzançais ne renferment aucun marqueur biostratigraphique classique fiable. Ils ont été datés par encadrement de la zone à Cymodoce.

IV.1.15. Commune de Saint-Doulchard

Proche du lieu-dit Le Clos qu'avait décrit Debrand-Passard (p. 119) sur la commune de Saint-Doulchard, nous avons observé les faciès des labours. Les échantillons calcaires sont criblés de terriers de type *Chondrites* ou parfois plus gros. Le faciès est le même que celui des échantillons récoltés près de Saint-Genou et appartiennent donc à la formation des Calcaires de Buzançais.

Figure 4.20. Situation géographique des prélèvements effectués au niveau de la construction du lotissement du Clos



Les travaux de construction d'un lotissement à proximité nous ont permis d'examiner et prélever des roches 1 m sous le sol. De bas en haut (Fig. 2.21), nous avons observé un banc calcaire lumachellique à *Nanogyra* et brachiopodes (*Postepithyris sp.*) et *Trichites*. Les nanogyres sont nombreuses et on peut reconnaître *Nanogyra striata* (syn. *Exogyra virgula* GOLDFUSS 1833) (Pl. 22). Puis un banc plus argileux riche en bivalves surmonté d'un banc calcaire à terriers : *Chondrites*, *Rhizocorallium* (Pl. 20). Les niveaux proches du sol sont marneux et difficilement différenciables du sol.

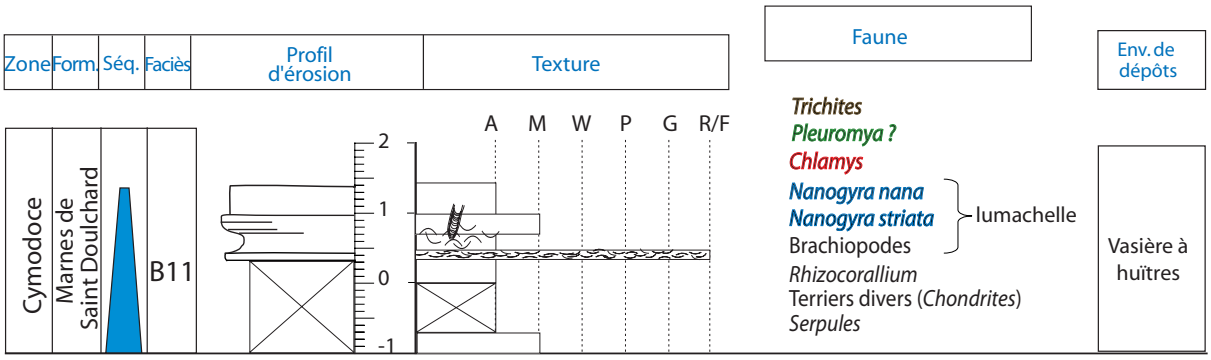


Figure 4.21 Coupe de Saint-Doulchard

L'aspect marneux et les lumachelles à *Nanogyra* correspondent aux descriptions données par Debrand-Passard (p. 126) et qui appartiennent à la formation des Marnes de Saint-Doulchard dont le cadre biostratigraphique est relativement clair. La base de la formation des Marnes de Saint-Doulchard est daté de la zone à Cymodoce sous-zone à Chatelaillonensis par ammonites, mais se poursuit jusqu'à la base de la zone à Eudoxus.

Remarque : les ouvriers en charge des travaux de construction nous ont signalé qu'1,5 mètres sous le niveau lumachellique cité précédemment, la roche est blanche et calcaire. Nous pouvons émettre l'hypothèse que notre observation correspond à la base de la formation des Marnes de Saint-Doulchard et plus exactement au sommet de la première séquence de Debrand-Passard décrite comme suit « ±10 m, alternance de marnes et calcaires gris foncé couronné par un horizon lumachellique ». Nous n'avons pas observé d'échantillon avec des grains glauconieux qui caractérise la base de la formation mais le fait de trouver des calcaires gris proche de ceux de Buzançais dans les champs à proximité conforte cette hypothèse.

La sédimentation marneuse et la présence de la glauconie indique un environnement plus profond que tous les environnements décrits précédemment. L'absence de coraux ou d'organismes récifaux suggère un changement complet de l'environnement de dépôt. Les niveaux lumachelliques indiquent un hydrodynamisme ponctuellement élevé, l'environnement est soumis à l'action des vagues de tempête (offshore supérieur). Brachiopodes et bivalves indiquent une salinité marine normale. L'oxygénation est variable : des passages marquent une diminution de l'oxygène (*Rhizocorallium* ; Wignall, 1991). Cette vasière à petites huîtres est comparable aux Marnes à exogyres de l'Est du Bassin parisien. Ces niveaux marneux au faciès similaire ont été estimés à une profondeur de plusieurs dizaines de mètres (Lathuilière *et al.*, 2006).

IV. 2. INTERPRETATIONS PALEOENVIRONNEMENTALES ET MODELES DE DEPOTS

IV.2.1. Interprétations paléoenvironnementales

Les interprétations paléoenvironnementales de chacune des coupes évoquent la plupart du temps des environnements de dépôts peu profonds et chauds. On peut attirer l'attention sur le fait que la microfaune est très peu diversifiée dans les échantillons traités. Très peu d'algues ont été observées. Les faciès azoïques sont encore plus fréquents que dans l'Est du Bassin parisien.

IV.2.2. Modèle de dépôt

Malgré la rareté des affleurements, nous avons pu observer la plupart des faciès que l'on peut rencontrer dans les formations de l'intervalle Oxfordien supérieur/Kimméridgien inférieur du Berry. Dix grands types de faciès se retrouvent dans l'ensemble de la série. Ils sont décrits dans le tableau 4.1. Ces faciès correspondent à différents milieux de dépôts. La plupart des faciès correspondent à des environnements très peu profonds de plate-forme proche de l'émersion, de sorte que les faibles variations hydrodynamiques et bathymétriques sont souvent perceptibles. Ils ont été placés les uns par rapport aux autres sur un modèle de faciès théorique (fig. 4.22). Ce schéma triangulaire fait apparaître les environnements de dépôts suivants **(1)** le degré d'ouverture de l'environnement de plate-forme peu profonde. Il faut noter que ce degré d'ouverture du milieu n'est pas forcèment lié à la distance le séparant d'une hypothétique barrière puisque qu'aucune trace de barrière n'est observée dans le Sud du BP. Le degré d'ouverture ou de confinement de ces environnements relativement stables et peu profonds montre plutôt des variations dans la configuration paléogéographique, dans les fluctuations éventuelles de directions des courants marins ou des vents. Les faciès B1 (calcaires à pseudomorphoses caractérisant un milieu restreint et peu profond) et B9 (calcaires à spongiaires de milieux plus ouverts) peuvent être clairement positionnés sur le schéma. En revanche, les faciès B4, B5 et B7 (calcaires à bioclastes, fossiles variés et lumachelles) se ressemblent et indiquent des environnemnents difficilement différentiables en terme de profondeur et d'hydrodynamisme. Ces environnements peu profonds et plutôt calmes marquent un degré d'ouverture variable. Le modèle est également construit en fonction **(2)** du degré d'hydrodynamisme. Les faciès à micrite fine (souvent mudstone) suggèrant des milieux de sédimentation calmes sont opposés à des faciès micritiques (wackestone à grainstone) composés d'éléments remaniés avec une forte proportion d'organismes encroûteurs. Ces faciès comprennent essentiellement des bancs appartenant aux coupes où affleurent les Calcaires de Von/Morthomiers/Bourges et la base des Calcaires lités supérieurs.

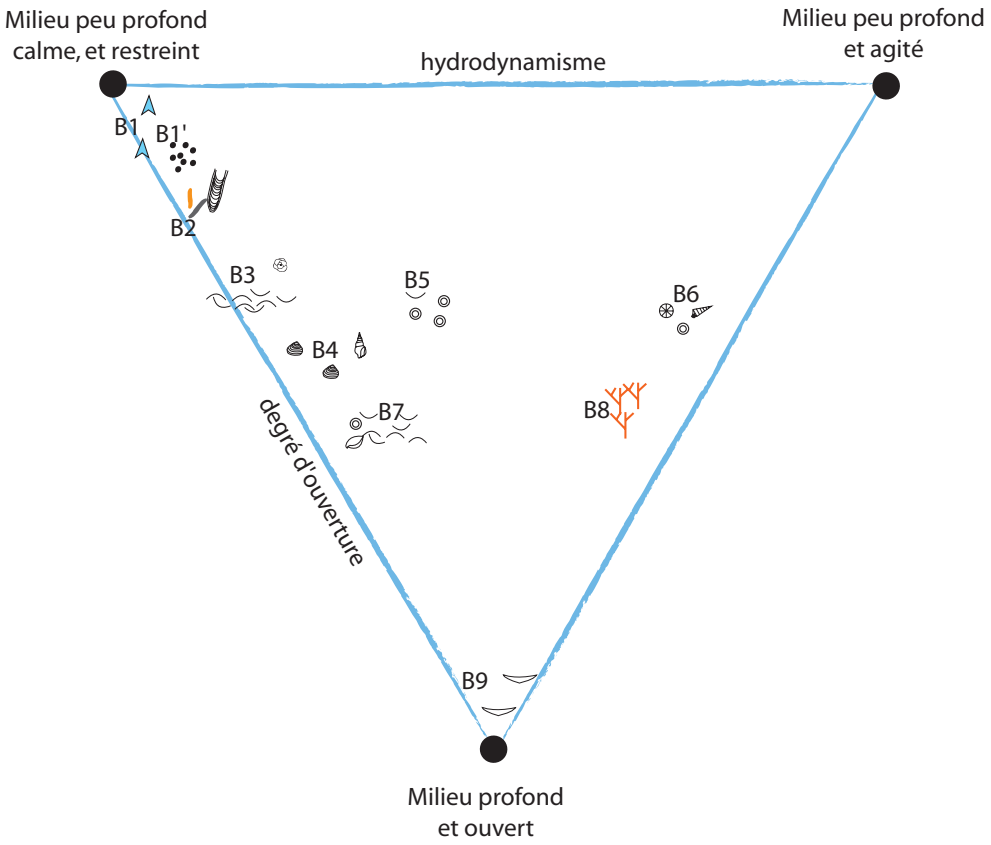


Figure 4.22. Modèle de dépôt schématique plaçant les 9 faciès (B1 à B9) définis dans le tableau 4.1. Les échantillons sont distribués suivant 3 pôles caractérisant les milieux extrêmes de la plate-forme carbonatée du Berry : un pôle caractérisant des environnements peu profonds, restreints et calmes, un pôle caractérisant des environnements moins protégés et/ou plus profond et un pôle caractérisant des environnements peu profonds, restreints mais calmes.

Faciès	Description (Folk)	Texture (Dunham)	Caractéristiques sédimentaires	Faune associée	Interprétation environnementale	Exemple de niveau
B1 et B1'	Micrite à pseudomorphoses de gypse - pelmicrite	M-W	aspect induré fin ou un peu crayeux, péloïdes parfois	pauvre en fossiles voire azoïque, terriers dans B'1	Lagon restreint abrité, proche de l'émersion	MAR1&2, VON, TOU5
B2	Calcaire micritique	M	"crémeux" - bancs altérés se délitent parfois en plaquette	rares terriers, lenticulines	Lagon carbonaté protégé	BRE2, MON, MAD1, SUB4?
B3	Micrite fine	M	bioturbé, alternance de bancs calcaires et marneux	terriers ; très pauvre en fossiles : qq coquilles et foraminifères agglutinants	Lagon restreint à semi-ouvert alimenté par les tempêtes	FER, MEH1&8
B4	Micrite à bivalves	M-W-P	bioclastique avec des niveaux lumachelliques	Astartidae, petits gastropodes	Llagon (proximal) semi-restreint alimenté par les tempêtes	GIV, SUB1, VIL3-4, IRL
B5	Oncomicrite	M-W	oncoïdes, bioclastes, lithoclastes	bivalves, et différentes coquilles, foraminifères encroûtants	Lagon ouvert à semi-ouvert à oncoïdes	SUB10
B6	Biomicrite-sparite graveleuse	W à P-G	oncoïdes, fossiles roulés et encroûtés	nombreux bivalves, coraux remaniés, Nerineidae, terriers, serpules et bryozoaires	Plate-forme peu profonde à proximité de récif ?	JOU, VIL2
B7	Biomicrite bioclastique ou lumachellique	M-W	bioclastes variés et abondants et parfois niveaux à lumachelles	nombreux bivalves, brachiopodes, peu de foraminifères, échinodermes, terriers, serpules et bryozoaires	Plate-forme peu profonde à proximité de récif et sous l'influence de tempêtes	VIL1, Genou, SUB6-9
B8	Calcaire micritique à coraux	M-W-P	galettes micritiques, microencroûtants	coraux ou/et spongiaires en place, brachiopodes, bivalves, ammonites, foraminifères, échinodermes, Pectinidae	Arrière-récifs (milieu subrécifal?) lumineux protégé, ouvert et peu profond	SUB sommet, TOU2, BRE1
B9	Calcaire micritique à spongiaires	M-W-P	alternance calcaires et interbancs marneux	spongiaires, brachiopodes, ammonites, foraminifères, échinodermes, Pectinidae	Plate-forme externe peu profonde	MAR6, TOU1, MAD3
B10	Calcaire et marne grise à Nanogyres	A-M	alternance calcaires - marnes à Nanogyres ; parfois lumachelles	Ostreidae (surtout *Nanogyra*), terriers, éponges	Vasière infralittorale de plate-forme inondée	MAD3, BUZ, DOU

Tableau 4.1.des différents faciès rencontrésdans les affleurements du Berry regroupés en 10 catégories. Les appellations de la première colonne (B1, B2…) se retrouvent sur les coupes des figures précédentes et sur le modèle de faciès (fig. 4.2).

IV. 3. STRATIGRAPHIE

Les prélèvements et observations ponctuels en champs ou talus de route ne couvrent pas forcément la totalité des faciès rencontrés dans la formation considérée mais ont permis tout de même, la plupart du temps, de vérifier et confirmer les descriptions faites par Debrand-Passard et donc, de caler stratigraphiquement nos points d'observations. Un échantillonnage plus large des Calcaires lités inférieurs manque, ainsi qu'un prélèvement dans les Calcaires de Levroux inférieurs. Bien que la série soit discontinue, une coupe synthétique, complétée par les données de la littérature, a été dessinée dans le paragraphe IV.3.2 (fig. 4.24).

IV.3.1. Biostratigraphie

- La figure 4.23 permet de visualiser la situation des différentes coupes sur le canevas stratigraphique décrit dans Debrand-Passard *et al.* (1978), Debrand-Passard (1982), Mégnien et Mégnien (1980) ainsi que dans les cartes géologiques du BRGM de Châteauroux, Levroux, Buzançais, Issoudun, Bourges et Sancerre. Les corrélations et les datations de Debrand-Passard sont souvent fondées sur les comparaisons des faciès des formations adjacentes ou sur l'encadrement entre des formations sous- et surincombantes où la datation par ammonite est sûre.

En résumé, les formations datées précisément grâce à leur contenu en ammonites et/ou brachiopodes sont :

- les Calcaires à spongiaires du Poinçonnet datés, par ammonites dans Debrand-Passard (1980), ainsi que grâce aux brachiopodes récoltés pour ce travail, de la base de la zone à Bimammatum, sous-zone à Hypselum.

- les Calcaires de Von possèdent une faune à ammonites en leur sommet datée de la zone à Planula, sous-zone à Planula.

- la base des Calcaires lités supérieurs, les Calcaires de Montierchaume sont datés de la zone Planula sous-zone à Grandiplex/Gigantoplex/Galar grâce aux ammonites. Les brachiopodes (*Z. astartina*) identifiés ici confirment la position dans la partie sommitale de la zone à Planula.

- les Calcaires de Levroux supérieurs sont datés par ammonites de la zone à Cymodoce, sous-zone à Cymodoce. La faune à brachiopodes ne permet pas de datation.

- les Marnes de Saint Doulchard, en tout cas leur base est datée de la zone à Cymodoce sous-zone à Chatelaillonensis par ammonites.

Les formations ne contenant pas de faunes permettant une datation précise sont :

- les Calcaires lités inférieurs, qui ne contiennent aucun marqueur biostratigraphique, datés de la zone à Bimammatum sous-zone Bimammatum par encadrement.

- les Calcaires crayeux de Bourges et les Calcaires de Morthomiers, datés par équivalence latérale de faciès avec les Calcaires de Von et par leur position lithostratigraphique par rapport aux Calcaires lités supérieurs. Les brachiopodes (*P. cincta, A. riazi, Z. egena, T.grossouvrei, S. pinguis*) sont tout de même caractéristiques de la zone Bimammatum/Planula.

- les Calcaires de Levroux inférieurs sont corrélés avec la zone à Rupellense de Charente (Hantzpergue et Debrand-Passard, 1980). Ils ont récemment fait l'objet d'une publication (Enay et Debrand-Passard, 2005) pour la faune à *Trenerites*, genre rencontré dans le pourtour méditerranéen dans les zones à Planula ou Platynota dans la province subméditerranéenne et Silenum dans la province méditerranéenne.
- les Calcaires de Buzançais sont datés par encadrement de la zone à Cymodoce.

Certains des fossiles que nous avons recueillis sont des éléments avec un intérêt biostratigraphique confirmant ou complétant les datations de Debrand-Passard, notamment dans les carrières de Mâron et du Subdray. La présence des brachiopodes recueillis dans la carrière du Subdray prouvent que les Calcaires de Morthomiers sont l'équivalent stratigraphique des Calcaires de Von et de Bourges, et présentant un faciès intermédiaire.

- Remarquons que l'échelle biostratigraphique traverse les zones d'origine téthysienne Bimammatum et Planula, puis la zone à Rupellense uniquement valable pour les faunes intermédiaires de France et d'Allemagne pour enfin utiliser la zonation boréale avec la zone Cymodoce.

- Les Lituolidae sont peu fréquents dans les affleurements du Berry. Les espèces utilisées dans le chapitre III et servant de repères biostratigraphiques *A. jaccardi*, *E. virguliana*, apparaissent d'ailleurs uniquement à partir de la formation des Calcaires lités supérieurs (Calcaires de Montierchaumes et de Levroux), particulièrement dans les Calcaires de Levroux supérieurs (Carrière Feray, Mehun, Madelaine et Irlandaise) ainsi que dans les Calcaires de Buzançais. En revanche, *L. mirabilis* et l'algue *G. geometrica* sont absentes des lames minces.

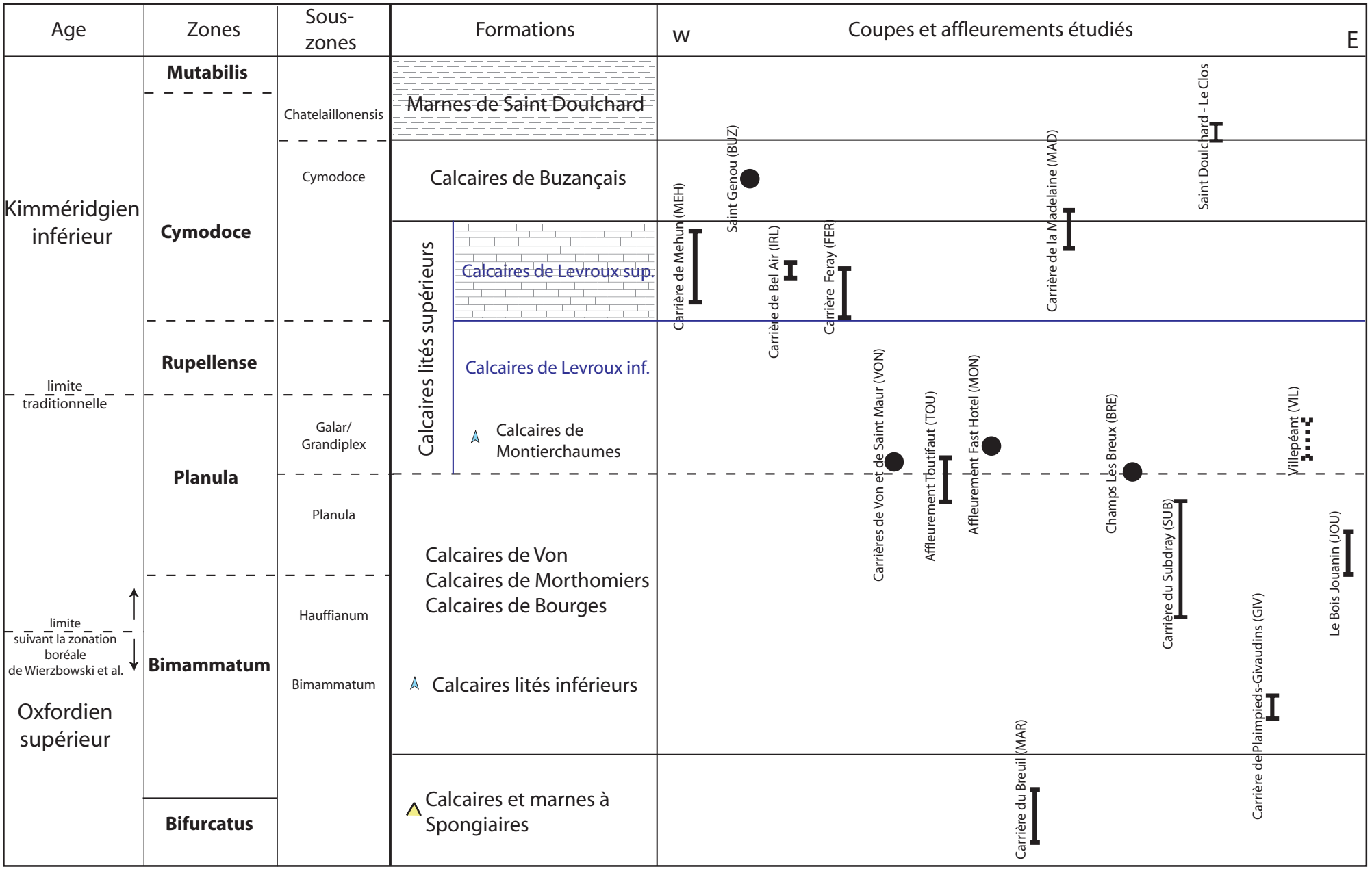


Fig. 4.23. Distributions des coupes et affleurements étudiés dans le Berry. La zonation est reprise de Debrand-Passard (1982).

IV.3.2. Lithostratigraphie

Les caractéristiques lithostratigraphiques des formations sont très bien détaillées dans Debrand-Passard (1982). Afin de positionner les coupes levées dans le cadre de la thèse sur l'ensemble de la succession continue, les critères de reconnaissances de chaque formation, qui en font des unités assez homogènes et qui vont permettre d'établir un cadre séquentiel de moyenne échelle, sont résumés dans la figure 4.24.

Les caractéristiques des formations montrent une division paléogéographique de la Champagne berrichonne en deux domaines, un domaine occidental et et un domaine oriental, séparés par la faille de Sennely et hérités d'un relief et d'un jeu tectonique antérieurs déjà mis en évidence à l'Oxfordien inférieur.

- La répartition et les variations latérales des faciès de l'Oxfordien supérieur, Calcaires de Von, Morthomiers et Bourges, sont expliquées par la mise en place d'un fossé d'effondrement (Debéglia et Debrand-Passard, 1980). La partie occidentale du Berry, c'est-à-dire le bloc entre les failles de Saint-Maur et d'Issoudun/Sennely, constitue un graben dont les failles hercyniennes encadrantes ont rejoué durant le Jurassique supérieur. Le jeu des failles du socle semble avoir provoqué un effondrement contemporain du sommet des Calcaires lités inférieurs (Debrand-Passard 1982). La partie orientale du Berry se situe dans le prolongement de la plate-forme bourguignonne, faiblement inclinée vers l'ouest. Ce pendage global vers l'ouest et exposant des faciès plus profond qu'en Lorraine est dû au relief initial qui succède à la phase hercynienne et au rejeu continu des failles héritées. La partie orientale non effondrée est donc restée moins profonde que la partie occidentale et est caractérisée par les dépôts périrécifaux des Calcaires de Bourges et par un faciès de transition entre Calcaires de Bourges et Calcaires de Von, les Calcaires de Morthomiers. L'environnement occidental de plate-forme effondrée, avec des éponges et des ammonites, situé entre la plate-forme bourguigonne et le domaine subrécifal de Brenne est unique. En Bourgogne, l'équivalent les Calcaires de Bourges serait les Calcaires de Tonnerre (Bernard, 1988).

- Les puissances des formations sont différentes dans les parties orientales et dans la partie occidentale, mais également au nord ou au sud du Berry. Globalement la différence est constante en ce qui concerne la comparaison Nord-Sud : la subsidence est plus importante vers le centre du Bassin parisien, les épaisseurs sont donc relativement plus importantes (exemple dans le forage de Giroux où la succession étudiée dépasse 450 m d'épaisseur). Sur un transect Ouest-Est, le déséquilibre des épaisseurs varie d'une formation à l'autre. La différence la plus importante concerne les Calcaires lités inférieurs qui ont une puissance d'une trentaine de mètres dans la région d'Issoudun et jusqu'à 130 m du côté de Bourges – voire 200m pour le forage de Giroux, à proximité de la Loire. On observe la tendance inverse concernant les Calcaires de Levroux et les Calcaires de Buzançais qui sont plus épais du côté de Châteauroux que du côté de Bourges (respectivement 80 m pour 50 m et 30 m à inexistant). Cela sous-entend que les corrélations d'un point à l'autre du Berry soient correctes. D'après les données de forages, la composition des Calcaires lités inférieurs est identique d'un point à l'autre du Berry bien que les pseudomorphoses de gypses soient moins abondantes à l'est. La subsidence était donc plus importante à l'est. Après l'effondrement du bloc occidental au sommet des Calcaires lités inférieurs, l'environnement est devenu plus profond permettant l'installation des spongiaires. La

différence de relief entre les deux parties s'estompe, laissant tout de même la partie orientale plus élevée. Après le dépôt des Calcaires de Von équivalent latéralement des Calcaires de Morthomiers et des Calcaires crayeux de Bourges, les conditions redeviennent globalement les mêmes dans toute l'aire durant les dépôts des Calcaires lités supérieur. La dynamique change ensuite à nouveau : les épais Calcaires de Buzançais présents à l'ouest sont très peu présents à l'est. Le manque d'affleurements et de coupes continues ne permet pas de comprendre clairement la dynamique tectonique et de subsidence qui ont généré des différences d'épaisseurs aussi importantes. Nous pouvons simplement émettre des hypothèses expliquant les différences d'épaisseur les plus frappantes concernant les Calcaires lités inférieurs.

1. hypothèse tectonique : l'évocation du graben dont la partie centrale aurait été comblée par les dépôts à spongiaires des Calcaires de Von, ce qui suggère une tectonique locale relativement active. Debrand-Passard (1982) évoque les possibilités du jeu de petites failles hercyniennes.

2. hypothèse de dépôts contemporains : à la suite de l'affaissement de la partie centrale du graben, des dépôts à spongiaires comblent ce graben alors que l'environnement de la partie orientale ne change pas. Une partie des Calcaires de Von serait contemporaine du sommet des Calcaires lités inférieurs.

Légende des figures 4.24 et 4.25 :

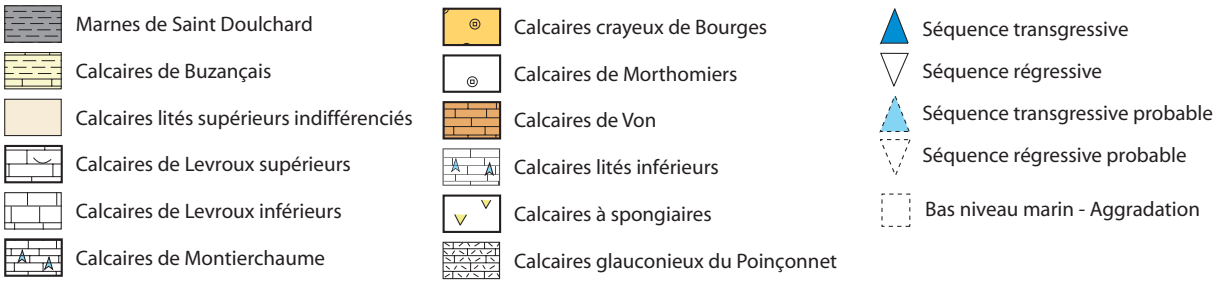
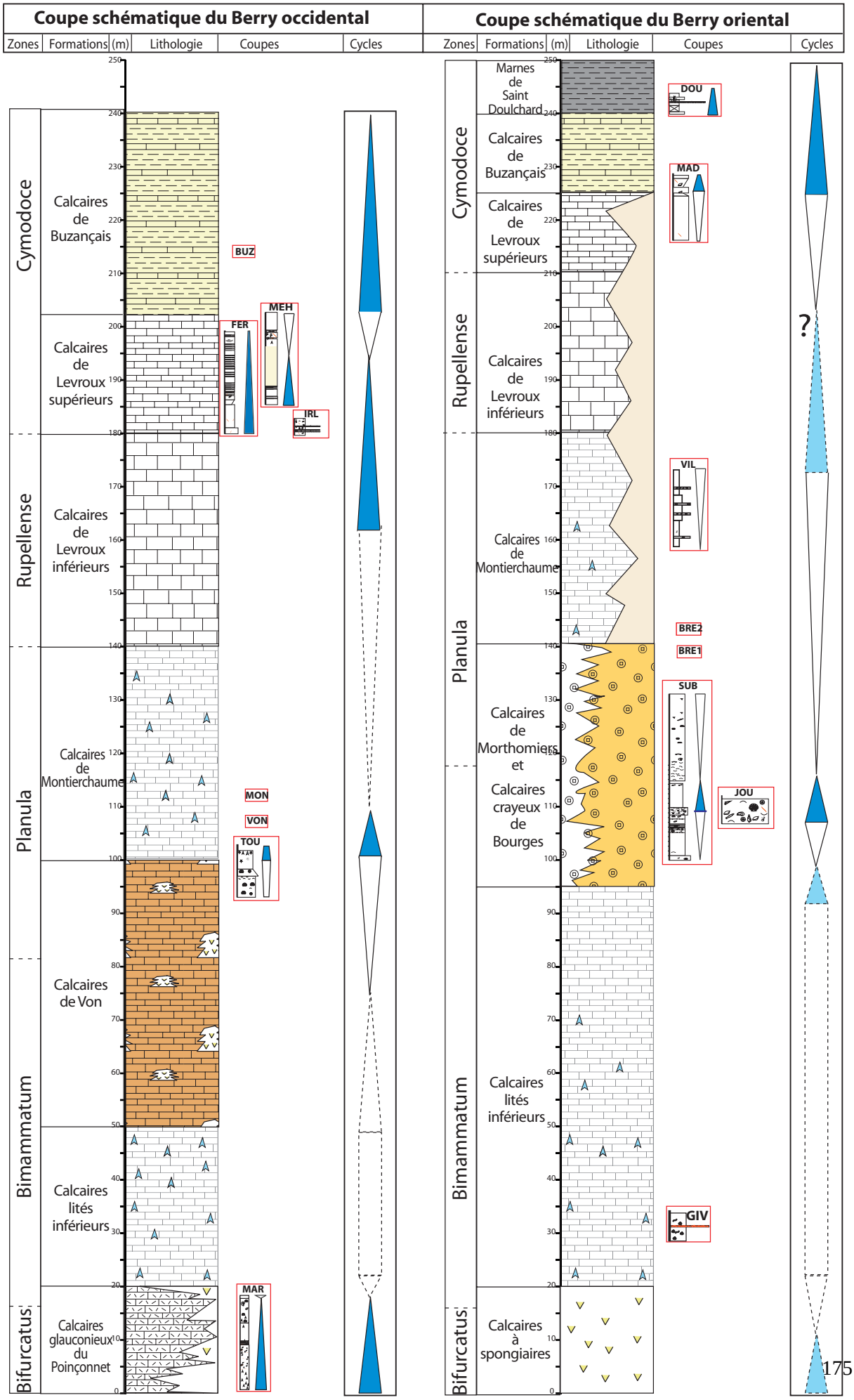


Figure 4.24. Coupe schématique des dépôts des parties occidentale et orientale de la Champagne berrichonne, disposition des coupes levées sur ces coupes schématiques et hypothèses d'évolution séquentielle pour les deux parties.


Coupe schématique du Berry occidental
Zones
Formations
(m)
Lithologie
Coupes
Cycles
Cymodoce
Rupellense
Planula
Bimammatum
Bifurcatus
Calcaires de Buzançais
Calcaires de Levroux supérieurs
Calcaires de Levroux inférieurs
Calcaires de Montierchaume
Calcaires de Von
Calcaires lités inférieurs
Calcaires glauconieux du Poinçonnet
BUZ
FER
MEH
IRL
MON
VON
TOU
MAR
Coupe schématique du Berry oriental
Marnes de Saint Doulchard
Calcaires de Buzançais
Calcaires de Levroux supérieurs
Calcaires de Levroux inférieurs
Calcaires de Montierchaume
Calcaires de Morthomiers et Calcaires crayeux de Bourges
Calcaires lités inférieurs
Calcaires à spongiaires
DOU
MAD
VIL
BRE2
BRE1
SUB
JOU
GIV
?

IV.3.3. Coupe synthétique et cadre séquentiel (Fig. 4.24 *et* 4.25)

IV.3.3.1 Introduction

Les événements majeurs du Jurassique du Sud du Bassin parisien ont permis de construire un cadre séquentiel composé de cycles mineurs et majeurs (Gély et Lorenz, 2009). Il est précis dans le Poitou et la Vienne mais n'a pas été détaillé pour l'intervalle Oxfordien / Kimméridgien dans le Berry.

L'analyse séquentielle est une méthode de corrélation des séries carbonatées de plate-forme qui trouve ses limites dans la précision des datations et surtout des corrélations qui en découlent. Le diachronisme ou l'isochronisme des dépôts de notre succession du Berry ne peuvent être précisément démontrés. Pourtant, les enchaînements de séquences apportent des éléments de réponses parallèles aux datations et peuvent permettre de vérifier si les séquences se rapportent à des cycles observés à plus grande échelle (par exemple aux cycles de Guillocheau *et al*., 2000 ou Hardenbol *et al*., 1998).

IV.3.3.2 Principe

Une séquence représente un cycle transgression-régression reconnu dans l'enregistrement sédimentaire. Deux approches de construction séquentielle fondées sur la répartition des corps sédimentaires dans des systèmes silicoclastiques sont reconnues :

- le modèle Exxon défini par les séquences de dépôts selon Vail (1977, 1987, 1991) limitées par des discontinuités de chute du niveau marin relatif (Cojan et Renard, 2006)

- le modèle Galloway (1989a et b)-Guillocheau (1991) propose d'utiliser les surfaces d'inondation maximales comme limite de séquences.

Les principaux paramètres, liés entre eux, qui contrôlent les variations dans les successions et les faciès des roches carbonatées sont

- la subsidence,
- les variations eustatiques,
- le volume de sédiments produits et transportés,
- le climat,
- les rôles des organismes dans la production de carbonates.

Les modèles de stratigraphie séquentielle classiques cités précédemment ne peuvent être appliqués de la même manière pour des systèmes carbonatés que pour des systèmes silicoclastiques : le climat et les organismes producteurs jouent un rôle beaucoup plus important dans les environnements de plate-forme carbonatée. Les principes des limites de séquences et les types de cortèges sédimentaires peuvent être utilisés dans certains cas (Sarg, 1988). Par exemple, Strasser *et al.* (1999) appliquent les principes de Vail *et al.* (1991) en domaine de plate-forme peu profonde dans leur étude du Jura suisse ; Carpentier (2004) personnalise également le concept Vail pour la plate-forme oxfordienne. Dans l'Oxfordien de Lorraine, plusieurs discontinuités de chute du niveau marin relatif peuvent se superposer dans un même cortège régressif. Il a paru plus judicieux pour Carpentier (2004) de placer

les cycles de dépôts entre les maxima régressifs, tout en localisant les discontinuités du chute du niveau marin relatif et les maxima d'ennoyage. Les surfaces d'émersion ou les maxima d'ennoyage, car ils ne correspondent pas à des surfaces, ne peuvent pas être placées précisément puisque en contexte de plate-forme ces maxima ne sont pas enregistrés (ou rarement).

IV.3.3.3 Choix et définitions

Les observations en carrière ne permettent pas d'avoir une coupe continue pour le Jurassique supérieur de la Champagne berrichonne. Sans prétendre construire un cadre séquentiel détaillé du Sud du Bassin parisien faute de coupe continue, j'ai tenté de comprendre les variations du niveau marin relatif de petite et/ou moyenne échelle. Au vu de la rareté des figures sédimentaires véritablement diagnostiques de surfaces à valeur temporelle qui délimitent des cortèges sédimentaires ou de surfaces remarquables, on se rend compte de l'importance d'exploiter tous les arguments disponibles. Dans le cas de cette étude, les cortèges sédimentaires ne sont pas forcément caractérisables, les limites de séquences génétiques correspondant souvent à des limites de demi-cycle ont été placées plutôt par rapport à l'évolution de la faune et des changements de lithofaciès caractérisant l'évolution des milieux de dépôts, qu'à travers les figures sédimentaires peu nombreuses. Les successions décrites permettent d'interpréter les enchaînements de faciès en termes de croissance de la plate-forme et en termes de variations du niveau marin relatif. Les unités ou séquences (demi-cyles) sédimentaires sont définies par des surfaces ou des intervalles qui correspondent donc à des changements du comportement de la plate-forme, liés aux variations du niveau marin relatif. Les limites de séquences sont la plupart du temps des intervalles de limite de séquences. Les limites des cortèges transgressifs et régressifs peuvent être marquées par de rares changements brusques de faciès (exemple : passage d'un niveau à spongiaires à un banc à pseudomorphoses de gypse), des surfaces remarquables, des structures sédimentaires particulières (ex : onlap), mais le plus souvent c'est l'enchaînement des faciès qui va permettre de préciser l'inversion de tendance eustatique ou l'état d'équilibre de la plate-forme (eustatisme et subsidence compense la sédimentation et la production de carbonates). Les enchaînements de faciès étant de différentes natures, les limites de séquence sont justifiées indépendamment les unes des autres dans les paragraphes d'interprétation paléoenvironnementale écrits dans la partie I.

La quantité de dépôts carbonatés et l'évolution d'une plate-forme est fonction du niveau d'accommodation et de la subsidence qui jouent un rôle au moins aussi important que l'eustatisme. Une production carbonatée très importante peut combler totalement l'espace disponible créé par l'augmentation du niveau marin. Il convient de différencier ces différents facteurs « constructeur » (progradation et aggradation) ou « stoppeur » (rétrogradation) de plate-forme.

Les séquences définies pour chaque coupe sont des séquences de petite à moyenne échelle. Elles concernent de faibles épaisseurs de sédiments (de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres) discontinues et ne permettant pas de caractériser des séquences génétiques complètes. Les triangles qui apparaissent sur les coupes matérialisent alors plus des tendances que des séquences génétiques :

- Tendances régressives associées à la progradation ou l'aggradation de la plate-forme (ex : comblement progressif dans la coupe de Subdray avec l'installation progressive d'un environnement récifal)
- ou tendances d'ennoyage, lorsque l'usine à carbonates n'arrive pas à compenser l'espace libéré par la subsidence, que la plate-forme rétrograde et que l'environnement s'approfondit. (L'approfondissement du milieu est souvent facilement perceptible, exemple : arrivée des ammonites dans le milieu comme dans la carrière de Mâron)

Se superposent à ces tendances, l'ouverture ou la fermeture du milieu. C'est principalement les associations fauniques qui informent de la restriction du milieu.

IV.3.3.4 Application

Les coupes ont été replacées sur les coupes synthétiques de la figure 4.24, construites à partir des données biostratigraphiques et des indications d'épaisseurs précisées par Debrand-Passard (1982), afin de comparer l'évolution séquentielle dans le bloc oriental et dans le bloc occidental.

Les variations bathymétriques évoluent globalement de manière similaire dans le domaine oriental et occidental du Berry. Ces variations peuvent être considérées comme des phénomènes touchant toute la Champagne berrichonne. L'approche à une plus large échelle de Gély et Lorenz (2009), qui considérent les évolutions séquentielles de part et d'autre de la plate-forme berrichonne, et les données de cette étude, j'ai dessiné l'évolution séquentielle parallèlement à une coupe synthétique du Berry (Fig. 4.25).
Trois cycles transgression/régression se succèdent, A, B, et C et un demi-cycle transgressif débute à partir des Calcaires de Buzançais (D). Dans les 3 cas, les maxima transgressifs ne peuvent être placés précisément. Ce sont plutôt des intervalles caractérisant un approfondissement ou une tendance transgressive par rapport au dépôt d'environnement moins profond les encadrant. Ainsi le maximum transgressif au sein des calcaires de Levroux supérieur est un intervalle (d'où les rectangles noirs).

IV.3.4. Conclusion

L'étude de l'ensemble des coupes de Champagne berrichonne a permis d'améliorer le cadre biostratigraphique régional à travers l'identification des brachiopodes, notamment pour les Calcaires de Morthomiers. Un cadre séquentiel a ainsi été dressé pour la première fois, à travers l'enchaînement des faciès globaux des formations décrites par Debrand-Passard (1982) mais également grâce aux coupes étudiées ici. Les faciès des environnements de dépôts généralement de type lagonaire sont parfois encore plus pauvres que dans la région Lorraine-Champagne (exemple : les Calcaires de Levroux supérieurs).

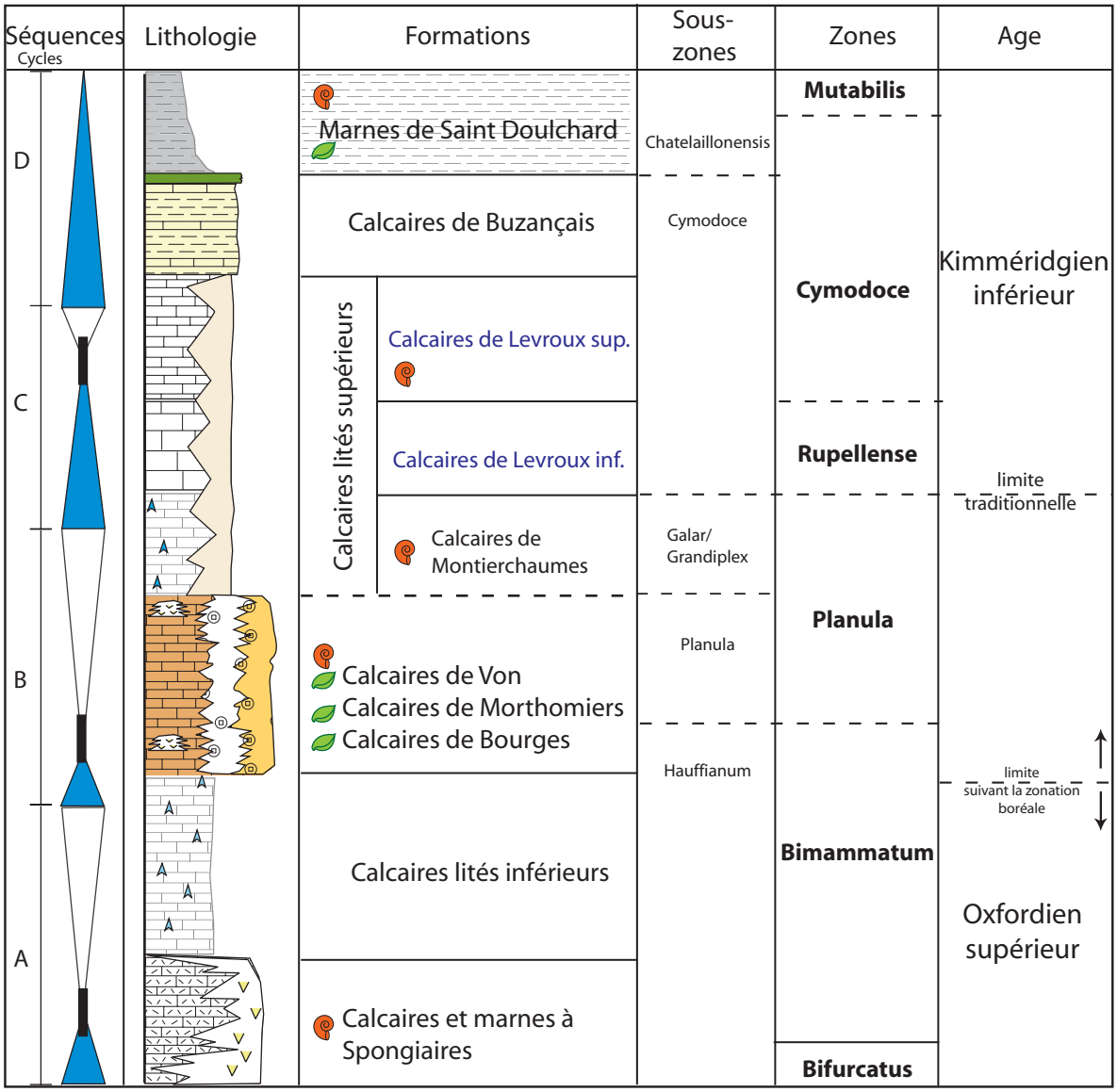


Figure 4.25. Coupe synthétique, cadre biostratigraphique et cadre séquentiel de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur du Berry.

Chapitre V.

La limite Oxfordien-Kimméridgien dans le domaine boréal : analyse de la matière organique soluble de l'affleurement de Flodigarry (Ile de Skye, Écosse).

Ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article présentant les résultats d'analyse de la matière organique (MO) extractible des échantillons de sédiments prélevés sur l'Ile de Skye en Écosse durant l'été 2009. Il est rédigé pour soumission à la revue **Geological Magazine** (soumis le 18 février 2011).

Comme évoqué dans la chapitre I, l'affleurement de Flodigarry a fait l'objet de nombreuses études ces dernières années puisqu'il représente un stratotype de limite potentiel pour la limite O/K (Wierzbowski *et al.*, 2006).
L'objectif de notre campagne de terrain était d'estimer le potentiel de comparaison de la succession affleurante avec les coupes du royaume téthysien. Les macrofossiles ont été identifiés (Sykes et Callomon, 1979) et sont finalement peu nombreux en dehors des ammonites, bélemnites et quelques bivalves (Pl. 22), les assemblages palynologiques ont été étudiés par Riding et Thomas (1997). Les données les plus récentes concernent la signature des isotopes stables des rostres de bélemnites (Wierzbowski H., 2002, 2004 ; Nunn *et al.*, 2009) et la magnétostratigraphie (Przybylski *et al.*, 2010) (fig. 5.0). La nature des roches étant très argileuse voire bitumineuse, il nous a semblé intéressant d'évaluer la composition de la matière organique de cette succession afin d'apporter des informations supplémentaires sur l'évolution des paléoenvironnements et de connaître l'impact de la diagenèse sur la matière organique. De plus, l'étude de la matière organique permet de retrouver la trace de biomolécules révélant leur appartenance à des organismes fossiles comparables à des organismes actuels.

Les résultats de l'analyse de la matière organique extractible de la succession du Membre de Flodigarry a permis de mettre en évidence la présence de molécules très bien préservées pour leur âge (les plus vieilles biomolécules préservées dans les roches sédimentaires datent du Callovien selon

Marynowski et Zatón, 2010). Il s'agit en effet de biomarqueurs de plante (ferruginol, sugiol, rétène, etc.) qui appartiennent clairement à des végétaux de type Pinophytes. L'abondance de ces biomarqueurs de plantes ainsi que le rapport $n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}$ permet d'affirmer qu'une partie importante de la matière organique est d'origine continentale. L'excellente préservation des molécules, la forte contribution continentale et les quelques données palynologiques indiquant la prédominance des pollens bisaccates permettent de définir une paléovégétation alentour en partie composée de Pinophytes. D'un point de vue stratigraphique, les résultats d'analyse de la matière organique soluble ne permettent pas de caractériser une molécule-repère spécifique ou aucune évolution notable de la matière organique dans la succession de Flodigarry. On peut tout de même remarquer la signature moléculaire particulière du banc 38, le banc le plus bitumineux, qui possède les rapports $n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}$, indiquant une très forte contribution marine, et le $\delta^{18}O$ les plus faibles de toutes la succession. Ce banc est unique dans la lithologie et daté de la zone à Baylei, présente des caractères comparables à un maximum transgressif. Le seul maximum transgressif identifié par Hardenbol et al. (1998) dans la province subboréale et daté de la base de la zone à Baylei se situe entre les limites de séquences OX8 et KIM1. Cette observation permet d'aborder la problèmatique de l'interprétation séquentielle de la succession de Flodigarry jusque là non publiée.

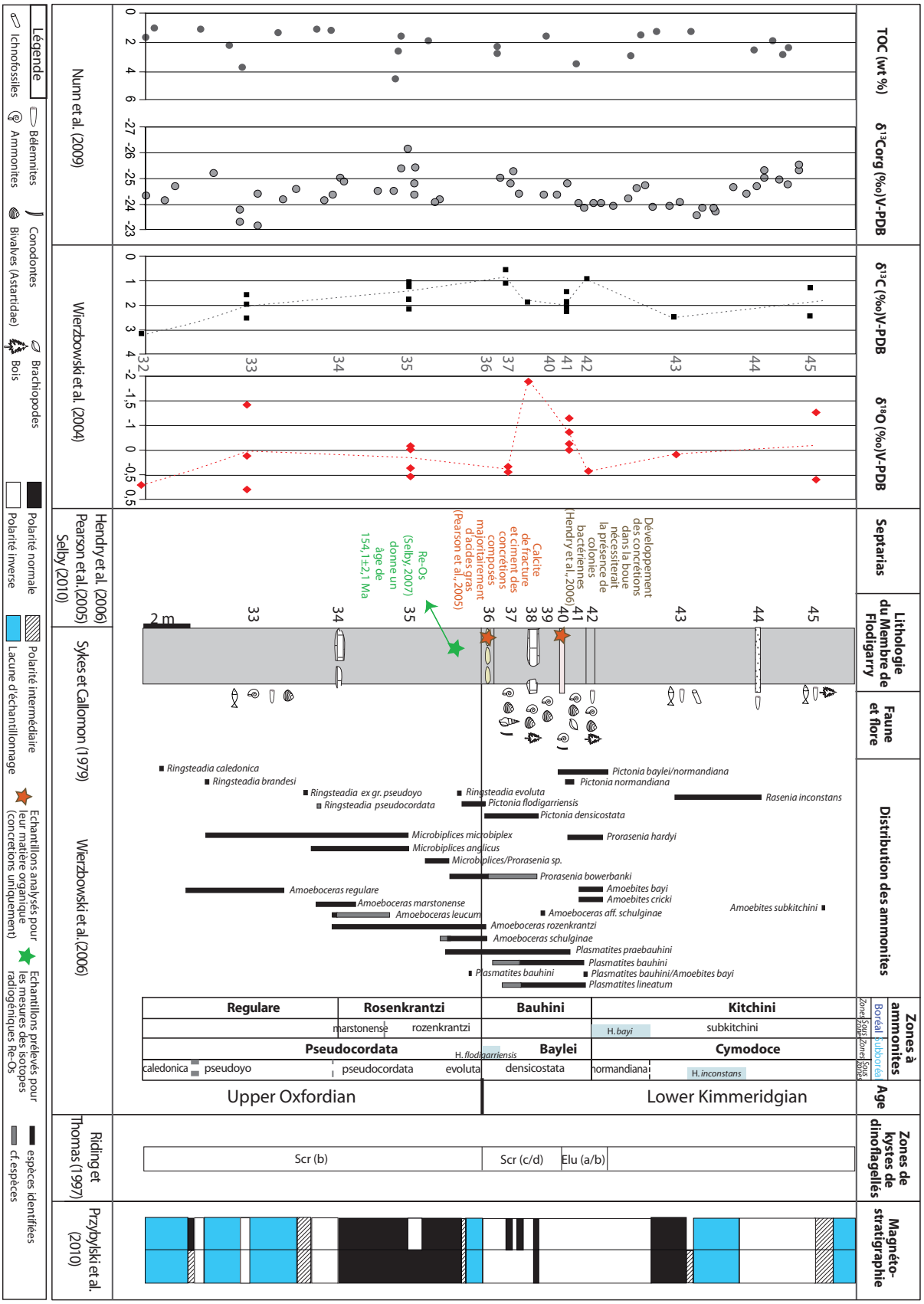


Figure 5.0. Récapitulatif des résultats des travaux concernant l'affleurement de Flodigarry (Ile de Skye).

Molecular organic geochemistry of a proposed stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (Isle of Skye, Scotland)

Apolline LEFORT, Yann HAUTEVELLE, Bernard LATHUILIÈRE, Vincent HUAULT

Laboratoire Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques (G2R), UMR 7566, Nancy Université, CNRS BP 40, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France
Mail to: apolline.lefort@g2r.uhp-nancy.fr
Tel: 0033 383 684 736
Fax: 0033 383 684 701

Keywords: organic chemistry, Oxfordian, Kimmeridgian, stratotype, Isle of Skye, Flodigarry Shale Member

Abstract

The soluble organic matter composition of the Oxfordian/Kimmeridgian Flodigarry Shale Member (Isle of Skye, Scotland) is presented for the first time. A continuous succession of silty clays and limestone nodular beds is exposed on a rocky shore at the North of the Staffin bay. This succession is proposed as a potential stratotype of the boundary between Oxfordian and Kimmeridgian stages. This study points out an exceptional preservation and a very low thermicity of the organic matter. Indeed, the molecular composition is characterised by the abundance of insaturated biomarkers (hopenes and diasterenes) as well as undamaged bioterpenoids (ferruginol and sugiol). The abundance of long chain *n*-alkanes characterised by an odd-over-even predominance reveals a dominant continental contribution. This is also attested by relatively high amounts of plant biomarkers (ferruginol, sugiol, cadalene, retene, etc.) which suggest a palaeovegetation largely composed of coniferophytes on the nearest emerged lands. After the plant biomarkers distribution, these landmasses were probably covered by coniferophytes forests especially composed on Cupressaceae, Taxodiaceae or Cheirolepidiaceae. The water column of the depositional environment was oxic in its upper part and rather dysoxic in its lower part. On the other hand, the composition of the organic matter does not significantly change along the succession of the Flodigarry Shale Member. In other terms, no evolutionary events nor drastic change in palaeoenvironments can be induced from the molecular content of these sedimentary rocks and do not allow us to support a precise boundary in the succession.

Introduction

Kimmeridgian is the second stage of the Upper Jurassic and is dated from ~155.6 ± 4 Ma to 150.8 ± 4 Ma (Gradstein *et al*., 2004 and Ogg *et al*., 2008). As customary, international standardisation of the geological time scale implies that the boundary between two stages should be represented by a physical outcrop, called Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP). Thereafter, this outcrop could be used as a widely recognized reference in stratigraphy and must be

carefully studied. To be accepted as a GSSP, such an outcrop must exhibit a large set of biostratigraphic (appearance and the disappearance of taxa that characterised the stage boundary), chemostratigraphic, magnetostratigraphic data.
The base of the Kimmeridgian stage is not yet defined by an official reference succession. Difficulties mainly come from the provincialism of the fauna which characterised tethyan and boreal palaeobiogeographic realms during the Late Oxfordian and the Early Kimmeridgian (Sykes & Callomon, 1979). Indeed, each biogeographic province has its own specific biostratigraphic scale and it is therefore difficult to correlate the Oxfordian/Kimmeridgian boundary, notably between the subboreal and the submediterranean provinces. Those parallel scales are based on ammonite faunas and, for the time being, correlations between distinct palaeobiogeographic areas remain very uncertain. These biostratigraphic difficulties are connected with a global palaeoclimatic, palaeoenvironmental and/or tectonic specific situation during the Upper Oxfordian/Lower Kimmeridgian interval. For these reasons, it is difficult to find a good GSSP candidate for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary.

Historically, the Kimmeridgian sedimentary series located near the village of Kimmeridge (Dorset, South of England, Fig. 5.1) were often used as a non official reference to represent the base of the Kimmeridgian stage. Indeed, it is the place where Salfeld (1913) defined the Oxfordian/Kimmeridgian boundary as indicated by the replacement of the Pictoniid ammonite *Ringsteadia* by its descendant *Pictonia*. Unfortunately, this outcrop does not fulfill many criteria for being accepted as a GSSP (Wright, 2003; Wierzbowski *et al*., 2006).
Recently, a coastal exposure of the Flodigarry Shale Member of the Staffin Shale Formation (Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland) has been proposed as a potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (Wierzbowski *et al*., 2006). This member is represented by a succession of bituminous and silty shales as well as limestone lenses and beds deposited through the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. Furthermore, this outcrop seems to fulfill the criteria, as defined by Remane *et al*. (1996), to be accepted as the GSSP for the base of the Kimmeridgian stage (Wierzbowski *et al*., 2006).

Before the proposal of Wierzbowski *et al*. (2006) is accepted by the Kimmeridgian Working Group of the Subcommission on Jurassic Stratigraphy, it is very important to have an extensive and multidisciplinary study of this outcrop. Till now several studies were conducted. They covered the fields of lithology, biostratigraphy (using both micro and macrofossils), sedimentology, isotopic geochemistry and magnetostratigraphy (Turner, 1966; Hudson & Morton, 1969; Wright, 1989, 2001; Stancliffe, 1990; Morton & Hudson, 1995; Riding & Thomas, 1997; Hesketh & Underhill, 2002; Matyja *et al*., 2004, 2006; Wierzbowski, 2004; Wierzbowski *et al*., 2006; Nunn *et al*., 2009; Przybylski *et al*., 2010).
But paradoxically, while these shales are particularly rich in organic carbon, available data about their organic molecular composition are very scarce and limited to the preliminary study of Foster *et al*. (2003) which precedes the proposition of Wierzbowski *et al*. (2006). However, relevant informations can be expected from the molecular composition of organic matter such as evolutionary (first appearance datum and last appearance datum) of fossil molecules), palaeoenvironmental (palaeobiology, palaeoclimate, water palaeochemistry, etc.) or diagenetic signals. Indeed, solvent

soluble organic matter contains a wide diversity of molecular biomarkers which derives from biomolecules synthesized by organisms that lived within or in the vicinity of the depositional environment. Their study enables to determine the nature of these organisms, the environment in which they grew and the diagenetic transformation that affected the initial biomolecules (Killops & Killops, 2005; Peters *et al*., 2005). Moreover, it is possible that some molecular compounds preserved in sedimentary rocks can be used in the same way as stratigraphic fossils to provide a record of biological evolution during the time of the deposition. This last point can be important to determine if the Flogidarry outcrop should become a GSSP.

Thus, the aim of this study is to supply additional information on biomarkers, palaeoenvironmental conditions and diagenetic history of this section of high stratigraphic interest using organic molecular geochemistry. Obviously, a careful attention was paid to the Oxfordian/Kimmeridgian boundary, whether it is associated to particular evolutionary, palaeoenvironmental or diagenetic changes.

Geological setting

The potential stratotype outcrop for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary proposed by Wierzbowski *et al*. (2006) is located on the eastern coast of the Trotternish Peninsula of the Isle of Skye (North-West of Scotland), near the Flodigarry village (Fig. 5.1). The beach faces Poldorais sea strait, on the North to the Staffin Bay. The Flodigarry outcrop lies on the tidal zone and is accessible only at low tide. The action of meteoric elements, sea and seaweed quickly changes the look of the foreshore. Jurassic shales and limestone beds are partially covered by Palaeocene basaltic lava flows and boulders.

The studied deposits lie in the Hebrides basin. During Upper Jurassic times, they were located near 40°N of palaeolatitude, at the confluence of the Arctic boreal ocean and the large epicontinental sea covering of the whole Western Europe. The Hebrides basin was formed during extensional phases of the evolution of the Central and North Atlantic Oceans (Fig. 5.2).

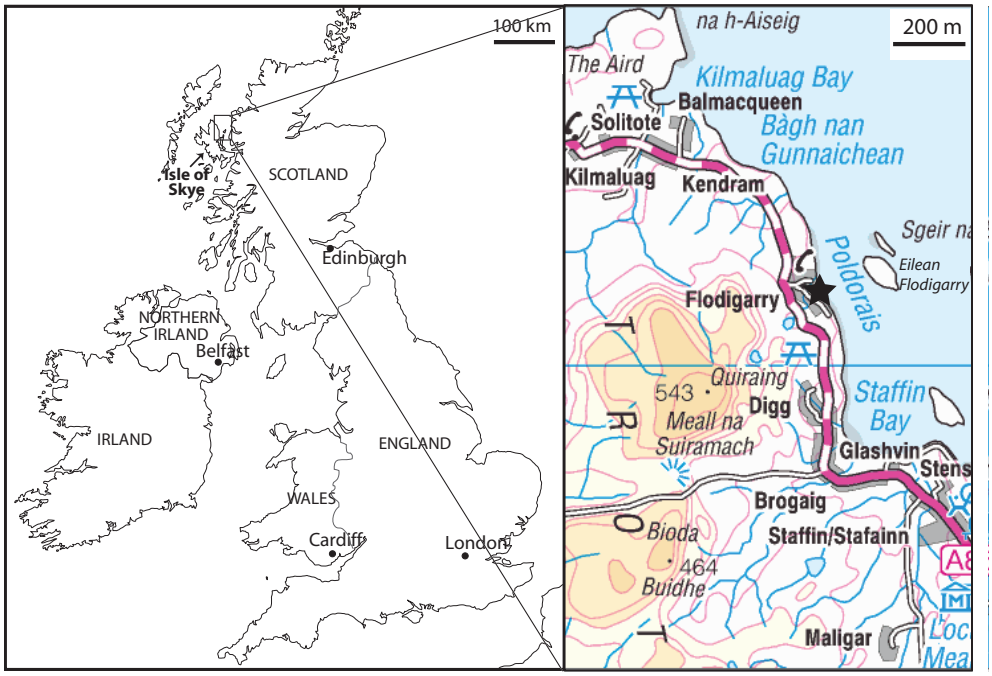


Fig. 5.1. Locality map of the Isle of Skye in Scotland and location of the Flodigarry section (star); (map adapted from Ordnance Survey).

This explains why the Jurassic sediments of the Hebrides basin were deposited on tilted blocks. This basin is part of a series of Mesozoic basins extending from Morocco to Greenland (Ziegler, 1990; Morton & Hudson; 1995, Nunn *et al.* 2009). Morton (1987) proposed that the initial phase of crustal stretching responsible for the Hebrides basin system started during the late Triassic.

At the Isle of Skye, Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian sedimentary series belong to the Flodigarry Shale Member of the Staffin Shale Formation. The stratigraphy of the Flodigarry Shale Member was firstly defined by Sykes & Callomon (1979) then precised by Morton & Hudson (1995), Hesketh & Underhill (2002) and Matyja *et al.* (2006). The Flodigarry Shale Member is 25 meters thick and is composed by alternating strata of dark grey, silty and bituminous claystones with limestone beds. Presently, these strata are almost vertical and the differential erosion emphasized limestone beds, which are then used as marker-beds. Each stratum of the Staffin Shale Formation was identified by a number (after Sykes & Callomon, 1979). Strata of the Flodigarry Shale Member are comprised from 33 (Upper Oxfordian) to 45 (Lower Kimmeridgian). The Mesozoic deposits are cut by small faults. Those Cenozoic faults determine 8 sections (F1 to F8) (Fig. 5.3). Cenozoic dolerite dykes and sills also intrude the sequence. However, metamorphism and strong diagenetic alteration are visually restricted to the contact of the mesozoic deposits. The palaeontological content (above all ammonites and belemnites) of the Flogidarry Shale Member has been intensively studied in the past (Sykes & Callomon, 1979; Wright, 1989; Wright & Cox, 2001).

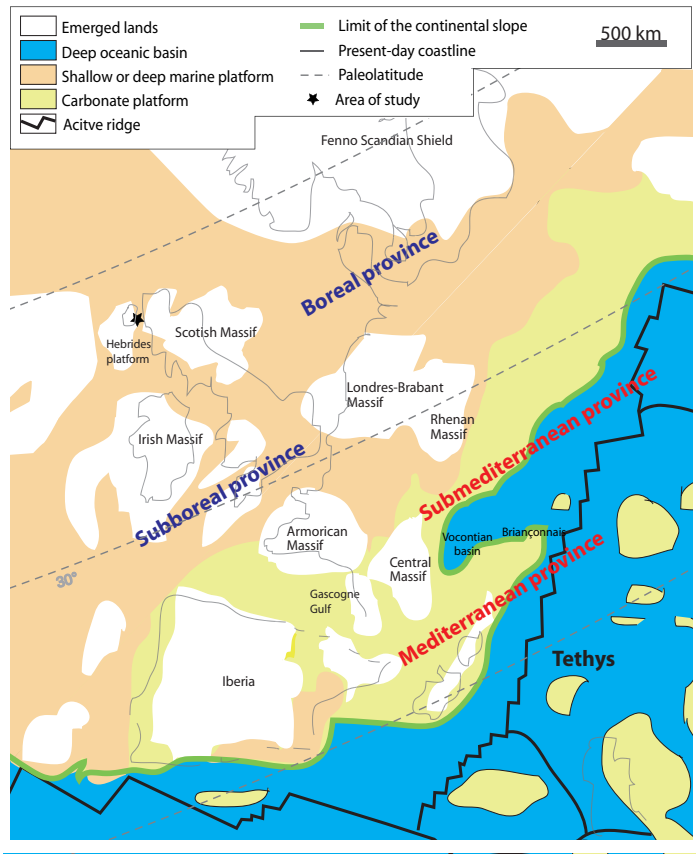


Fig. 5.2. Lower Kimmeridgian palaeogeographic map adapted from Cecca *in* Dercourt et al. (1993).

Ammonites found in this member belong to both boreal and sub-boreal provinces. Biostratigraphic zonation (Fig. 5.4) of this section is therefore very acurate and spreads over 3 or 4 ammonite zones (for sub-boreal and boreal zonations respectively). The Oxfordian/Kimmeridgian boundary was placed at the base of the Bauhini (boreal)/Baylei (subboreal) zones. The boundary is characterised by the first appearance of *Pictonia* with *Prorasenia* replacing *Ringsteadia* and *Microbiplices* (subboreal), as well as the first occurrence of *Amoeboceras praebauhini* (boreal). The boundary is located below the limestone nodular bed 36 (Wierzbowski *et al*., 2006). A problem still not resolved is the precise place of the boundary (Wierzbowski, 2010): at the base of the *flodigarriensis* horizon or at the base of the *densicostata* horizon. The boundary was also dated by Re-Os geochronology at 154.1 ± 2.2 My (Selby, 2007). New data concerning geochemistry and magnetostratigraphy were also recently published (Wierzbowski, 2004; Nunn *et al*., 2009; Przybylski *et al*., 2010).

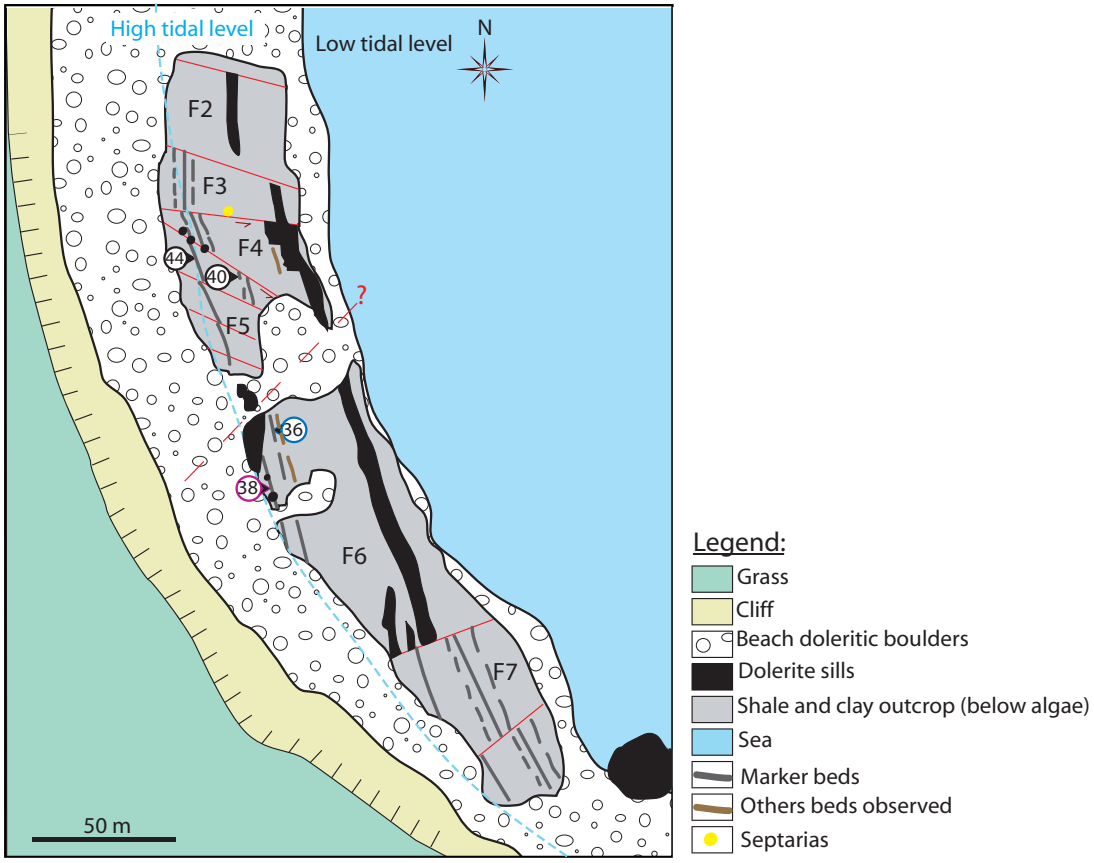


Fig. 5.3. Map of the foreshore at Flodigarry and details on beds and section (see text).

Material and methods

Samples

Laminated bituminous shales and limestones beds of Flodigarry were sampled during summer 2009. Fourteen samples were subjected to molecular organic analysis. 9 samples come from section 5 (beds n°37, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45a & 45b) and 4 samples from section 6 (beds 33, two samples of 36, 37 & 38). Two samples were taken in beds 36 (section F6: 36 in shale, 36c in limestone concretion) and 45 (section F5) in order to study potential lateral evolution of the molecular content. This sampling enables the study of all strata of the Flodigarry Shale Member, from bed 33 to bed 45 (Fig. 5.4). Strata n° 36, 40 & 44 represent limestone beds or nodule concretions. Others represent shales. The bed 38 is clearly the more bituminous.

A major drawback of this outcrop is that the sedimentary rocks are covered by green and brown seaweeds (Fig. 5.5). The two more abundant taxa are *Fucus vesiculosus* (brown algae) and *Enteromorpha intestinalis* (green algae) and represent the main part of the visible biomass of the foreshore. In order to ensure that no molecular contamination was induced by these algae (including the fauna they shelter like microencrusters, bacteria, microalgae etc.) were also separately sampled for analysis which.

Rock and algae samples were carefully stocked in solvent-prewashed glass bottles before analysis to avoid further contamination.

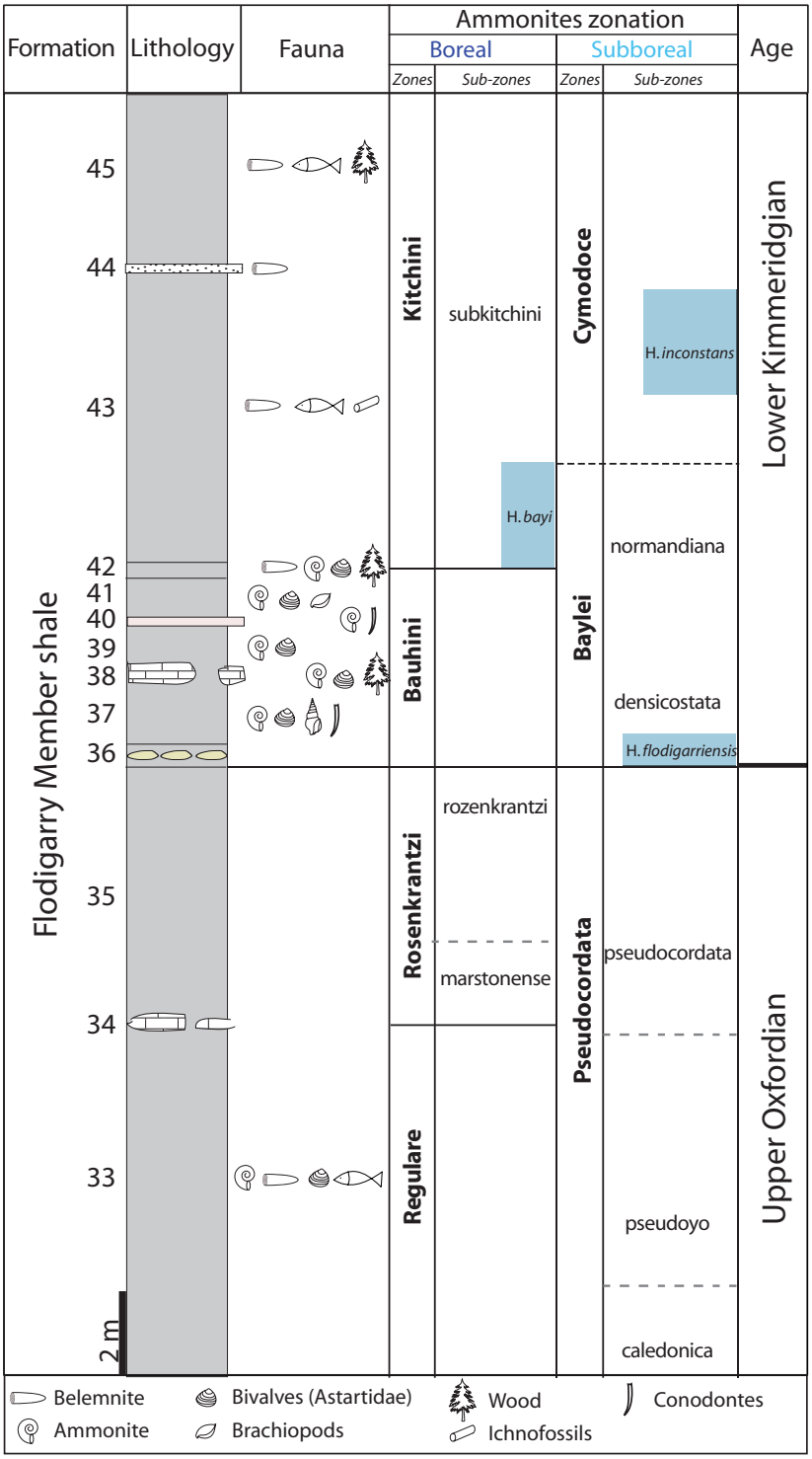


Fig. 5.4. Biostratigraphic framework of the Flodigarry Shale Member and stratigraphical position of the beds.

Fig. 5.5. Flodigarry exposure : shale (foreground), dolerite boulders and brown and green seaweeds.

Analytical procedure

Samples were crushed and finely powdered. Soluble organic matter was extracted with dichloromethane at 100 bars and 80°C from 80 to 140 g of rock powder using an accelerated solvent extractor (DIONEX ASE 350). Steel cells filled with pulverised samples were prewashed. The purge gas was nitrogen. Two extraction cycles were performed to ensure that the soluble fraction was completely extracted. Elemental sulphur was removed by introduction of HCl-activated copper chips in vials containing the solvent and the extract. Dichloromethane was evaporated using a Zymark TurboVap LV and the extract was left to dry overnight and weighed. The hydrocarbon fraction was separated from the polar fraction using column chromatography on alumina, eluting successively with dichloromethane and methanol/dichloromethane (50/50 by volume). Hydrocarbons were fractionated using silica gel column chromatography to recover aliphatic, aromatic and a more polar fraction by successive elution with pentane, pentane/dichloromethane (65/35 by volume) and methanol/dichloromethane (50/50 by volume). The two polar fractions were both recovered in the same vial. Aliphatic, aromatic, and polar fractions were analysed using gas chromatography–mass spectrometry (GC–MS; a HP 5890 Series II GC coupled to a HP 5971 MS; full scan and SIM modes used, with an ionising voltage of 70 eV). The column was a DB-5 J&W capillary (length of 60 m, internal diameter of 0.25 mm with 0.1 mm of film thickness).

The temperature program was 70–315°C at 15 °C/min to 130°C, then 3°C/min followed by an isothermal stage at 315°C for 15 min. Helium was the carrier gas (1 ml/min). All fractions were diluted in hexane (4 mg/ml) and 1 ml of solution was injected for GC-MS analysis. Individual compounds were identified by comparison of their mass spectra with published spectra and by interpretation of mass spectrometric fragmentation patterns.

Results

1. Algae molecular signature

The two species of algae sampled on the premises, *Fucus vesiculosus* and *Enteromorpha intestinalis*, were analysed using the same protocol as for rock samples. Both present the same molecular fingerprint while they belong to distinct algae groups (brown and green algae respectively). The aliphatic fraction is characterised by the abundance of short-chain *n*-alkenes (mostly heptadecenes) and long-chain *n*-alkanes (fig. 5.6a). The *n*-alkanes range from *n*-C_{22} to *n*-C_{41} (longer *n*-alkanes are probably present but are not eluted during gas-chromatography) and show unimodal distribution with a mode at *n*-C_{36}. A very slight odd-over-even predominance is observed between *n*-C_{27} to *n*-C_{32} (fig. 5.6a). The aromatic fraction also presents some short-chain *n*-alkenes as well as squalene (a common compound synthesized by most of living organisms).

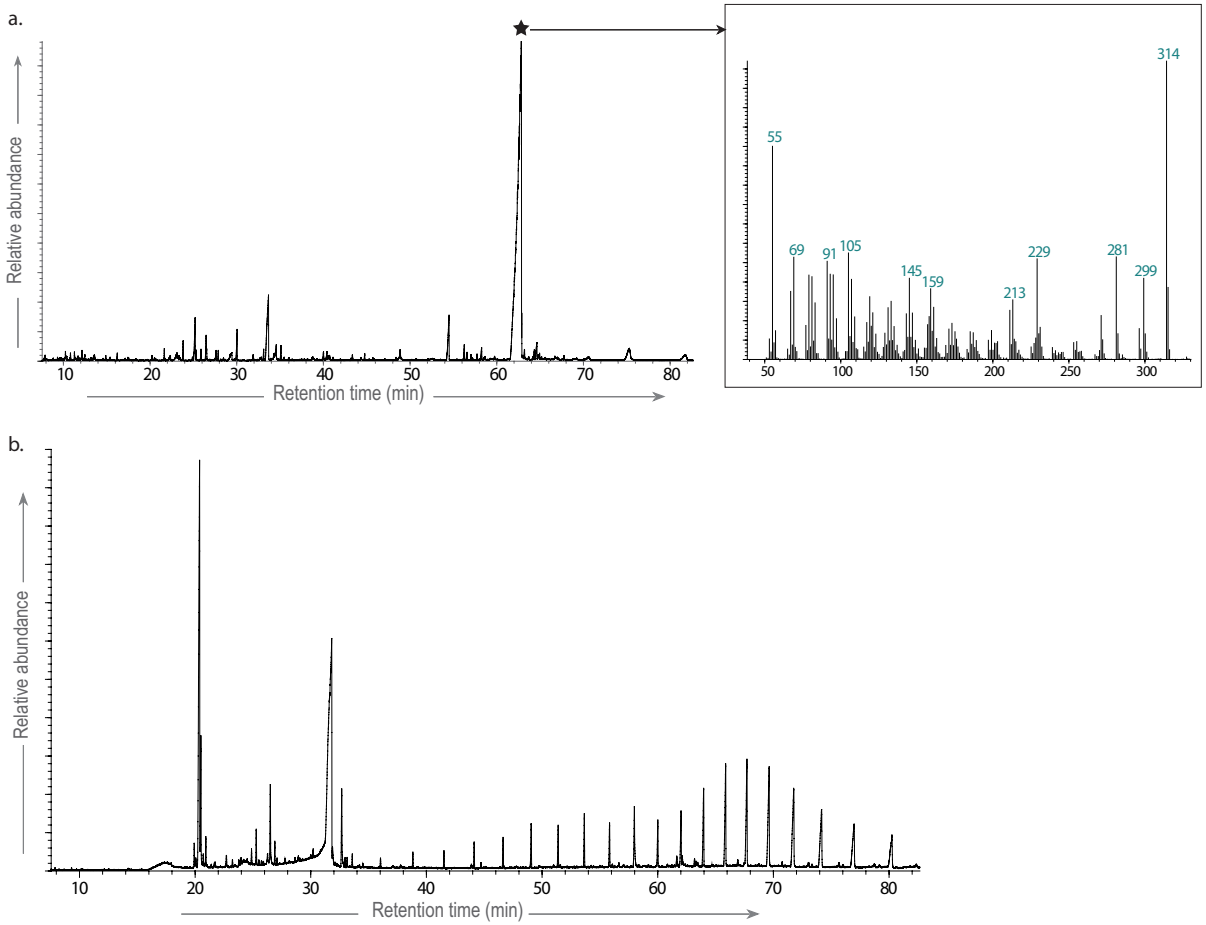


Fig. 5.6. Algal signature : a. chromatogram of the aliphatic fraction of the sample of the alga *Enteromorpha intestinalis* : we can see the n-alkanes distribution; b. partial chromatogram of the polar fraction of the sample of the alga *Fucus vesiculosus* and mass spectrum of the Fucosterol peak.

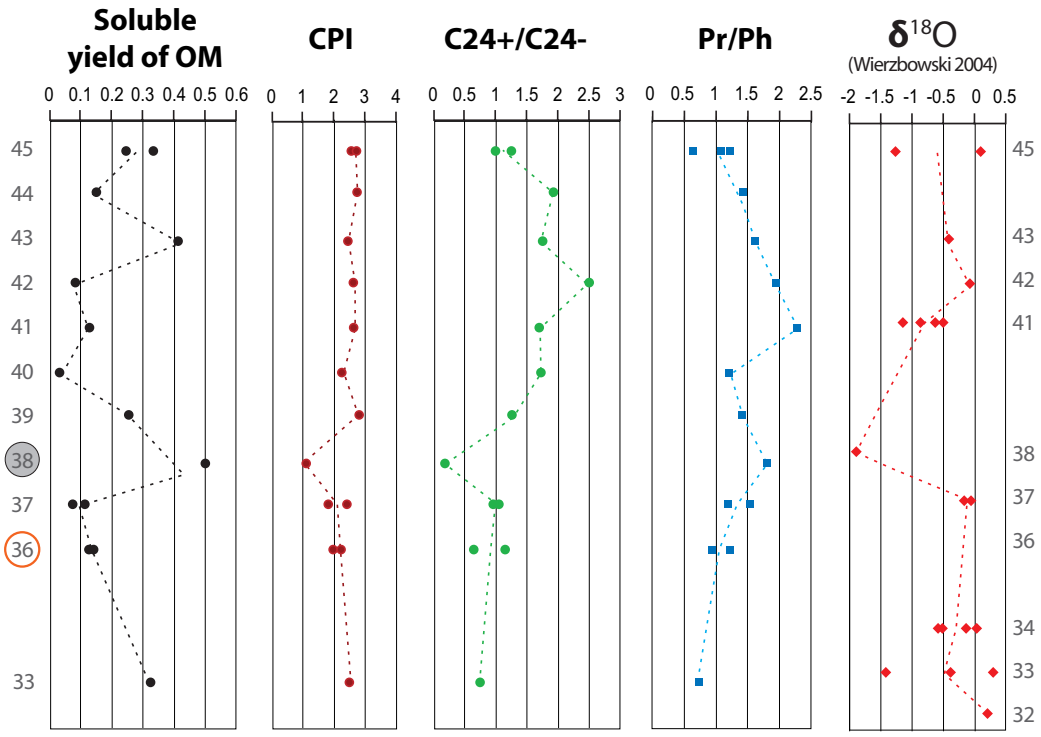
The polar fraction shows the presence of numerous polar compounds. The two most abundant are phytol (another common compound synthesized by plants) and fucosterol. This last compound is by far the most predominant solvent-soluble molecule synthesized by these two

species of algae (Fig. 5.6b). Fucosterol seems to be one of the main components of algal tissues (e.g. Komura, 1974).

2. Extraction yields and molecular fractions bitumen composition

Extraction yields were calculated for each sample. These yields represent the weight of solvent-soluble organic matter per weight of rock sample (expressed in mg/g). So, they do not directly reflect the content of organic matter since only labile organic compounds are here recovered. However, their changes are generally correlated with organic matter content and therefore to the nature of the rock. Yields of soluble organic matter significantly fluctuate between 0.03 and 0.49 mg/g of rock. Figure 5.7 shows these fluctuations from bed 33 to bed 45. No general trend can be recognized through the Flodigarry Shale Member but yields are lower in most carbonated beds (eg. beds 40 and 44) than in shale beds. Furthermore, the highest value occurs at bed 38, which was previously described as the more bituminous layer.

Weight proportions of aliphatic, aromatic and polar fractions are quite similar in all samples (respectively an average of 31, 16 and 63 %). Figure 5.8 represents these proportions in a ternary plot. All samples belong to a single cluster, except sample 38 which differs from others by a lower proportion of the aliphatic fraction.



ig. 5.7. Soluble yield of the organic matter, Carbon Preference Index (CPI), *n*-C24 +/*n*-C24- ratio, Pristane/Phytane ratio and $\delta^{18}O$ (values of Wierbowski 2004) of the samples of clay and limestone beds of the Flodigarry section. The bed rimmed by grey circle is the bituminous bed, the bed 36 rimmed in orange is the boundary bed between Oxfordian and Kimmeridgian stage proposed by Wierzbowski et al. (2006).

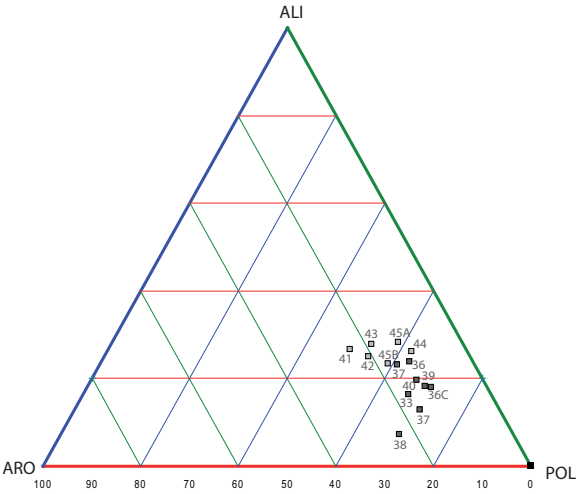


Fig. 5.8. Ternary plot and relatives proportions of aliphatic, aromatic et polar fractions for each sample of the Flodigarry shale section.

3. *n*- and *iso*-alkanes

n-Alkanes (*m/z* 57 in the aliphatic fraction) are major components of non-biodegraded sedimentary organic matter. They are not biomarkers *sensu stricto* because they can be produced by non biological processes (as well as their precursors) and they have many potential biological origins. Nevertheless, *n*-alkanes can be useful to discriminate marine and continental contributions.

Except for sample 38 which will be discussed later, all samples present similar *n*-alkanes profiles. These profiles are characterised by a bimodal distribution (Fig. 5.9). The first mode includes *n*-C_{13} to *n*-C_{21} alkanes (short-chain *n*-alkanes) while the second includes *n*-C_{22} to *n*-C_{40} alkanes (long-chain *n*-alkanes). The first mode is generally attributed to algae and bacteria (Tissot *et al*., 1977). The second mode clearly displays an odd-over-even predominance. This imparity of long-chain *n*-alkanes is quantified by the Carbon Preference Index (CPI, calculation after Bray & Evans, 1961). CPI values range between 1.8 and 2.9. Most of them are higher than 2 and the lowest value remains significantly higher than 1. These values indicate that the second mode can be assigned to epicuticular waxes of continental plants (Eglinton & Hamilton, 1967; Caldicott & Eglinton, 1973). This marked imparity was previously noticed by Foster *et al*. (2003). Thus, the organic matter preserved in the Flogidarry Shale Member appears to have both marine and terrestrial origins.

Bed 38 displays a different *n*-alkanes profile. It is characterised by unimodal distribution, the very high abundance of short-chain *n*-alkanes compared to long-chain *n*-alkanes. No significant odd-over-even predominance is observed for long-chain *n*-alkanes (CPI is very close to 1). This indicates the absence of terrigenous supply of organic matter at the time of its deposition.

Since the first and second modes can be respectively attributed to marine and terrestrial origins, we calculated the *n*-C_{24}^{+}/*n*-C_{24}^{-} ratio in order to trace the stratigraphic evolution of continental vs marine contribution. This ratio is calculated using the formula: $\boldsymbol{n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}^{-} = (\Sigma n\text{-}C_i / \Sigma n\text{-}C_j)}$ **with i = 25 to 34 and j =17 to 24**. This ratio fluctuates between 0.2 and 2.5 with the minimal value

concerning bed 38. The lower part of the section (beds 33 to 38) is characterised by the lower values (from 0.2 for bed 38 to 1.2 for bed 36).

No significant evolution is observed in this part of the section. Then, the upper part of the section (beds 39 to 45) is characterised by an incrase (maximum in the bed 42) followed by a decrease of the ratio with the (Fig. 5.7).

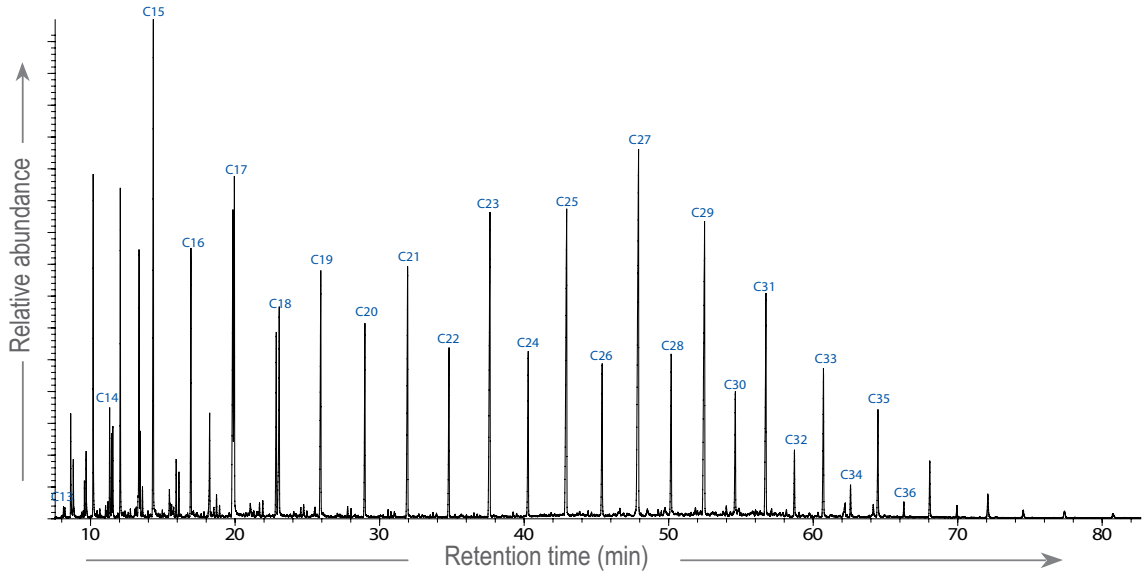


Fig. 5.9 Bimodal distribution of the *n*-alkanes : example of the sample F539 (*m/z* 57).

Peak name	Name
Tm	17α(H)-22,29,30-trisnorhopane
β-C27	17β(H)-22,29,30-trisnorhopane
C29-13(18)-ene	30-norneohop-13(18)-ene
βα-C29	17β(H)-21α(H)-30-normoretane
αβ-C30	17α(H)-21β(H)-hopane
C30-13(18)-ene	neohop-13(18)-ene
ββ-C29	17β(H)-21β(H)-30-norhopane
βα-C30	17β(H)-21α(H)-moretane
C31-17(21)-ene	homohop-17(21)-ene
αβ-C31	17α(H)-21β(H)-homohopane
C30-ene	non identified homohopenes
ββ-C30	17β(H)-21β(H)-hopane
βα-C31	17β(H)-21α(H)-homomoretane
αβ-C32	17α(H)-21β(H)-bishomohopane
βα-C32	17β(H)-21α(H)-bishomomoretane
ββ-C31	17β(H)-21β(H)-homohopane
ββ-C32	17β(H)-21β(H)-bishomohopane
βα-C33	17β(H)-21α(H)-trishomohopane
βα-C34	17β(H)-21α(H)-tetrakishomohopane

Table 5.1. Peak assignments for hopanes, hopenes and benzohopanes (*m/z* 191) represented in Fig. 5.10.

Figure 5.7 presents the $n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}^{-}$ ratio together with the isotopic curve of $\delta^{18}O$ published by Wierzbowski (2004). Curiously, there is a good correlation between these two curves. Indeed, in both cases, the bed 38 presents the lowest values of the succession while the bed 42 shows the highest values of $n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}^{-}$ and $\delta^{18}O$.

The pristane/phytane ratio (Pr/Ph) is widely used as a marker of redox conditions of depositional environment. In oxic conditions, phytol is preferentially degraded into pristane while it is transformed into phytane in reducing conditions (Dydick *et al.*, 1978). This is why Pr/Ph <1 indicates reducing conditions while Pr/Ph >1 indicates oxic environments. Our values range between 0.7 and 2.3 and thus present significant evolutions. The lower part of the section (from bed 33 to bed 40) is characterised by values around 0.7 to 1.8. In the higher part of the section, Pr/Ph ratio progressively decreases from 2.3 (the maximum value) to 0.9 at the top of the Flogidarry Shale Member.

4. Hopanes

Hopanoids are triterpenoids derived from bacteriohopanepolyols, diplopterol and diploptene which act as rigidifiers in the cell walls of bacteria. These last biomolecules are then degraded during diagenesis into unsaturated, saturated and aromatic hopanoids (Ourisson *et al*., 1979). Geohopanoids are essentially recovered in the aliphatic fraction (key ion *m/z* 191) and are widely used as markers for bacterial contribution. Moreover, hopanoids are very sensitive to diagenetic stresses like thermicity and oxidation. These stresses progressively hydrogenise hopenes (unsaturated hopanes) into hopanes, transform hopanes in the biological conformation (ββ) into hopanes in the geological conformation (αβ) and induce the appearance of 22S-homohopanes at the expense of 22R-homohopanes (Faure *et al*., 1999; Hautevelle *et al*., 2007).

All the samples present a similar distribution of hopanoids, which range from C_{27} to C_{34} (C_{28} are missing as it is generally the case). Their distribution in aliphatic fractions is shown by figure 5.10 (and table 5.1) and is characterised by 3 main features:

1) the abundance of hopenes like 30-norneohop-13(18)-ene, neohop-13(18)-ene and homohop-17(21)-ene ;

2) the large predominance of ββ isomers (biological conformation) over the βα (intermediate conformation or moretane) and αβ isomers (geological conformation). The βα-hopanes are more abundant than αβ-hopanes ;

3) the absence of 22S-homohopanes epimers. Indeed, αβ-homohopanes are only represented by 22R epimers

Benzohopanes are also present in aromatic fraction.

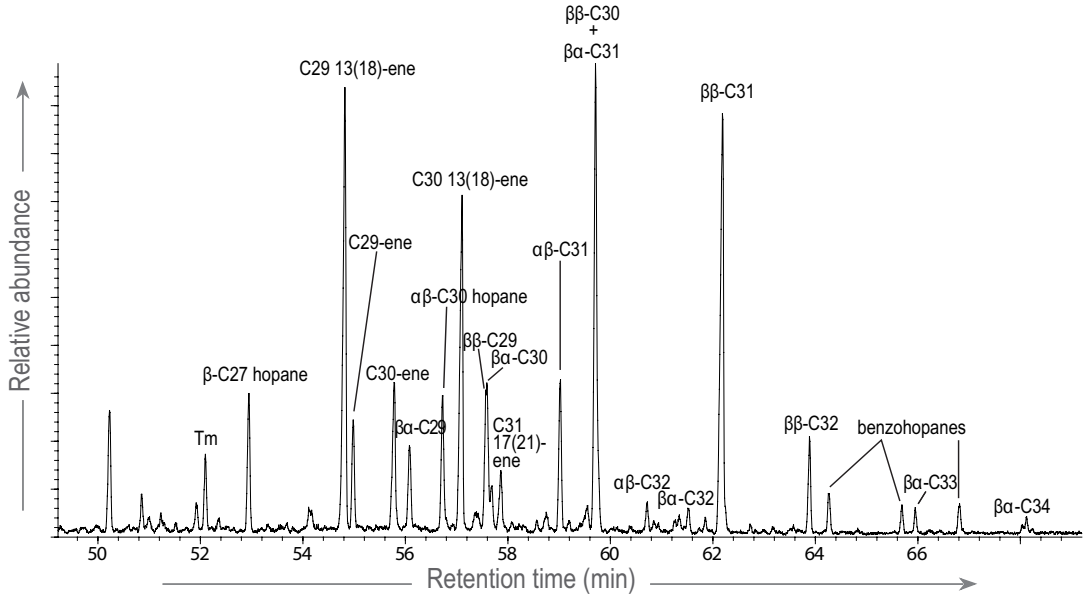


Fig. 5.10. Partial chromatogram from the aliphatic fraction of the sample F545a (*m/z* 191).

5. Steroids

Steroids are ubiquitous in sedimentary organic matter and derive from sterols which are components of eukaryotes cell walls (Volkman & Maxwell, 1986). In the biosphere, they essentially contain 27, 28 and 29 carbon atoms. C_{27}-sterols are common in animals and red algae. C_{28}-sterols are essentially produced by microalgae (such as diatoms) and fungi while C_{29}-sterols are mostly synthesized by land plants. Because the number of carbon atoms is often preserved during diagenesis, steroid biomarkers from ancient sediment are potentially good source indicators (Huang & Meinschein 1979).

In the Flogidarry Shale Member samples, geosteroid are essentially present in aliphatic and polar fractions. In the aliphatic fraction, they are represented by steranes (key ions *m/z* 217 & 218), diasterenes (key ion *m/z* 257) and methyldiasterenes (key ion *m/z* 271). Once more, all samples, except those of the bed 38, display a similar distribution of aliphatic steroids. Unsaturated rearranged steroids (diasterenes and methyldiasterenes) are by far more abundant than steranes and all these compounds range from C_{27} to C_{29} (Fig. 5.11). Classically, these rearranged steroids are formed from steroids during diagenesis via catalysis on clay minerals surface. Furthermore, C_{29} aliphatic steroids are clearly more abundant than C_{27} and C_{28}. Polar steroids are also recovered in the polar fraction (fig. 5.13).
Sample from bed 38 is characterised by a very low abundance of steroids, below the detection limit.

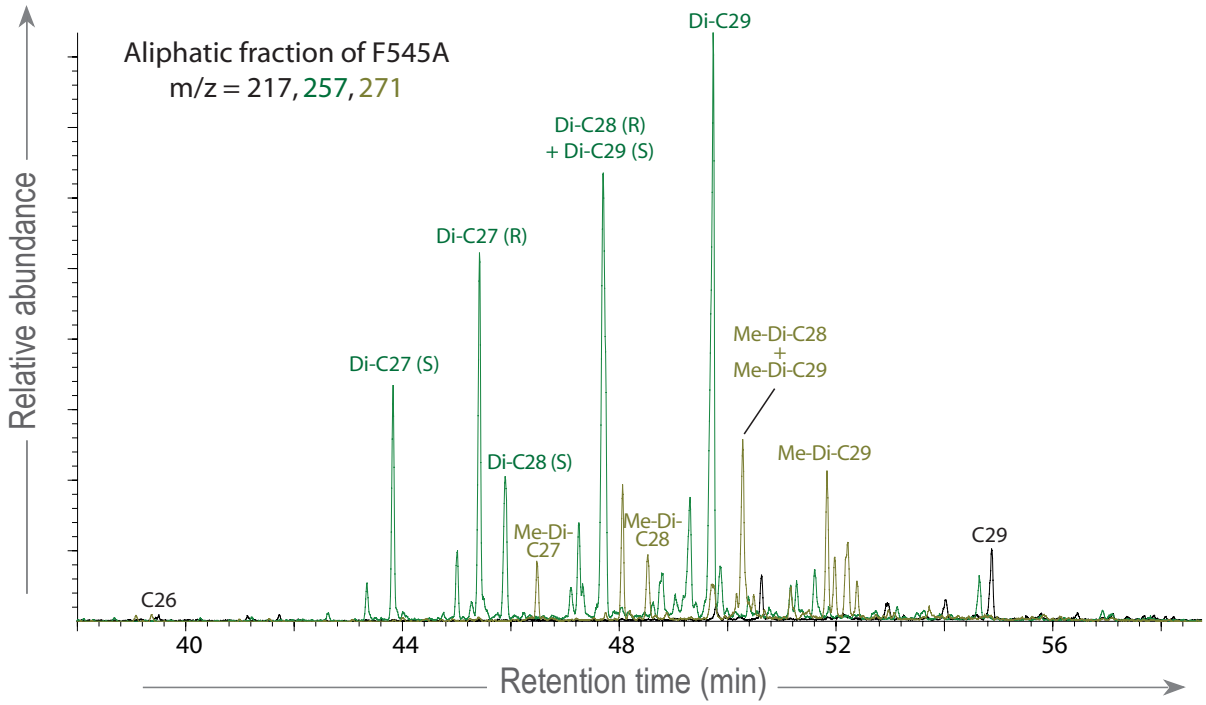


Fig. 5.11. Chromatogram of the aliphatic fraction of the sample F545a (*m/z* 217, 257, 271). Diasterenes and methyldiasterenes peaks are predominant. C26 to C29 : regular steranes having from 26 to 29 carbon atoms; Di-C27 to Di-C29 : diasterenes having from 27 to 29 carbon atoms; Me-Di-C27 to Di-C29 : methyldiasterenes having from 27 to 29 carbon atoms.

6. Plant biomarkers

Many cyclic sesqui- and diterpenoids preserved in sedimentary rocks are land plant biomarkers. Sesquiterpenoids are usually produced by most of vascular plants (*e.g.* compounds of the cadinane class) while diterpenoids essentially come from pinoophytes (*e.g.* compounds of the abietane class) (Simoneit, 1986). These plant biomarkers received a very special attention for a decade and were the main interest of the study of Foster *et al*. (2003). A careful consideration of all aliphatic fractions failed to find any cyclic sesquiterpane and diterpane (key ions *m/z* 109 and 123). Thus, there is no trace of plant biomarkers in these fractions. However, aromatic and polar fractions are known to contain significant proportions of plant biomarkers.

In aromatic fractions, cadalene appears to be the most abundant compound. This diaromatic sesquiterpenoid derived from the diagenesis of cadinenes and cadinols produced by most of vascular plants (Otto & Simoneit, 2001). Systematically, cadalene is associated with its two monoaromatic precursors, calamene and calamenene. Aromatic abietanes are also present in these fractions. They are represented by retene (the triaromatic abietane) and its precursors like simonellite, dehydroabietane and tetrahydroretene (mono- and diaromatic abietanes). They derived from the diagenesis of many biological abietanes which are produced by conifers (Otto & Simoneit, 2001, Otto & Wilde, 2001). This is why cadalene versus retene ratios (retene/cadalene, HPI, etc.) were used to trace palaeoflora changes (Van Aarssen *et al*., 2000; Hautevelle *et al*., 2006). The retene/cadalene ratio was calculated for each sample. It is very constant from a sample to another and close to (~0.5) (Figs. 5.7 & 5.12).

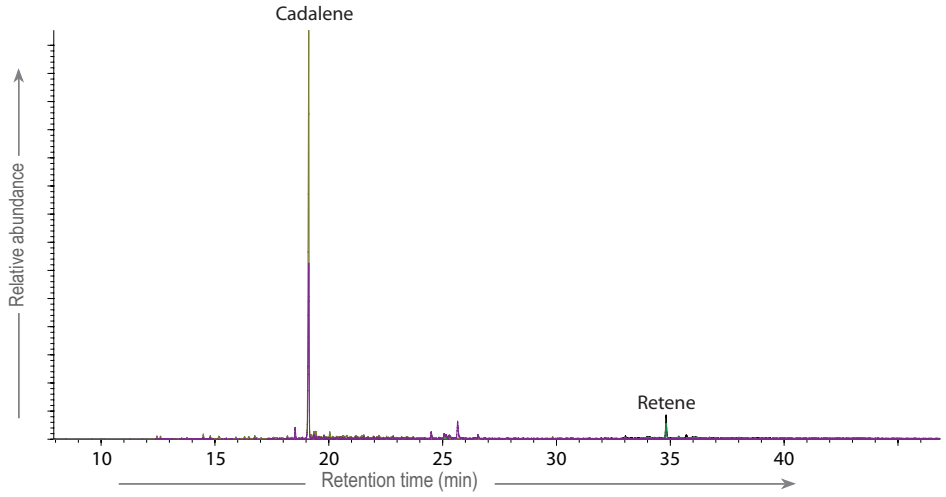


Fig. 5.12. Partial chromatogram from the aromatic fraction of the sample F539 (*m/z*= 219, 234, 183 and 198).

The study of the polar fractions reveals the abundance of oxygenated plant biomarkers. One of its main components is the 3-ethyl-4-methyl-1H-pyrrol-2,5-dione. This maleimide is a very common component of sedimentary organic matter since it derives from chlorophyll *a* of algae and land plants (Grice *et al*., 1996).

Furthermore, a cadinol, the 7-hydroxycadalene, is also detected in all polar fractions (identification made by comparison with spectra of the Wiley database). This compound is reported in many extant plants like liverworts, conifers and angiosperms (e.g. Lindgren & Svahn, 1968; Rowe *et al*., 1972; Sankaram *et al*., 1981; Nabeta *et al*., 1992). Due to its cadinane structure, this compound is typically a biological precursor of cadalene, calamene and calamenene.

Oxygenated diterpenoids are also present in high abundance. They are mainly represented by a phenolic and a ketophenolic abietanes, ferruginol and sugiol respectively. Ferruginol appears to be the most abundant compound in polar fractions. These oxygenated abietanes are known as the biological precursors of aromatic abietanes detected in our aromatic fractions. They are thus also specific to pinophytes (Otto & Simoneit, 2001). Two other compounds are also associated to these oxygenated abietanes as they also present a molecular weight of 286 Da (like ferruginol) which suggests a $C_{20}H_{30}O$ formula. Furthermore, their mass spectra show peaks at *m/z* 175, 189, 201 and 271 (compounds a and b in Fig. 5.13), which suggests a structure close to those of ferruginol since its mass spectrum is also characterised by these same peaks. Unfortunately, up to date, mass spectra interpretation and careful comparison with published mass spectra do not lead to a clear identification of these compounds. Nevertheless, they are probably functionalised tricyclic diterpenoids like ferruginol. Furthermore, podocarpa-8,11,13-trien-12-ol, an oxygenated diterpenoid of the podocarpane class (compound c in Fig. 5.13), is also detected in all polar fractions (identification made by comparison with spectra of the Wiley database). Because, podocarpanes also originate from pinoophytes (Otto & Wilde, 2001), podocarpa-8,11,13-trien-12-ol probably has the same origin as oxygenated abietanes.

7. Other biomarkers

Other biomarkers than those presented earlier in this paper have been studied. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) are considered as markers of palaeovegetation fires events since they are produced during incomplete combustion of vegetal matter (*e.g.* Killops & Massoud, 1992; Jiang *et al*., 1998). In the Flogidarry Shale Member samples, PAHs are essentially represented by, phenanthrene, fluoranthene and chrysene. These tri- and tetraaromatic PAHs can also be produced during the diagenesis of many terpenoids. So, taken separately, they cannot be used to trace palaeofire events. PAHs of higher molecular weight are only present in trace in the aromatic fractions of all samples. This low abundance, close to the detection limit, is typical of the "background noise" of PAHs in sedimentary organic matter and is not necessary linked to a pyrolytic origin. Because marine sedimentary series dated from the Kimmeridgian were often deposited under anoxic conditions (e.g. The Kimmeridge Clay Formation which is a major source rock in the North Sea; Powell, 2010), biological markers of anoxia were carefully checked.

For instance, isorenieratene is a carotenoid specifically synthesized by Chlorobiaceae (anoxygenic green sulphur bacteria which only live in an euxinic photic zone). They produce specific compounds like isorenieratene which is degraded into isorenieratane, 2,3,6-trimethylalkylbenzenes and many others aromatics during diagenesis. Thus, these last biomarkers are well-known tracers for photic zone anoxia (Summons & Powell, 1987). These compounds are not detected in the Flogidarry Shale Member. Other molecular features typical of anoxia were also checked (abundance of perylene, C_{35}-hopanes > C_{34}-hopanes, presence of C_{28}-hopanes and gammacerane). Like other 5-rings PAHs, perylene is close to the detection limit while C_{28} and C_{35}-hopanes, as well as gammacerane, are not detected.

Discussion

- Possible contamination by extant algae

The molecular analysis of extant seaweeds which cover the studied outcrop (Fig. 5.5) shows that they both synthesize high amount of fucosterol. This biosteroid is typical to extant algae and has never been, to our knowledge, detected in rocks. This is probably due to the fact that it is quickly transformed into geosteroids during diagenesis if it is indeed initially present within the sediment. Thus, in this case, fucosterol can be used as a specific marker to trace potential contamination of fossil organic matter by recent organic matter. No trace of fucosterol coming from the extant seaweeds has been detected in the organic extracts of all rocks samples.

Furthermore, both species of algae exhibit a *n*-alkanes pattern which is clearly different to those of the rocks samples. The former is characterised by a mode at C35 and a low odd-over-even predominance from *n*-C_{27} et *n*-C_{32} while the last presents a mode for long-chain *n*-alkanes at C27 and high odd-over-even predominance. These differences in the *n*-alkanes patterns also support that the *n*-alkanes recovered in the rock extracts does not originate from the seaweeds which cover the outcrop.

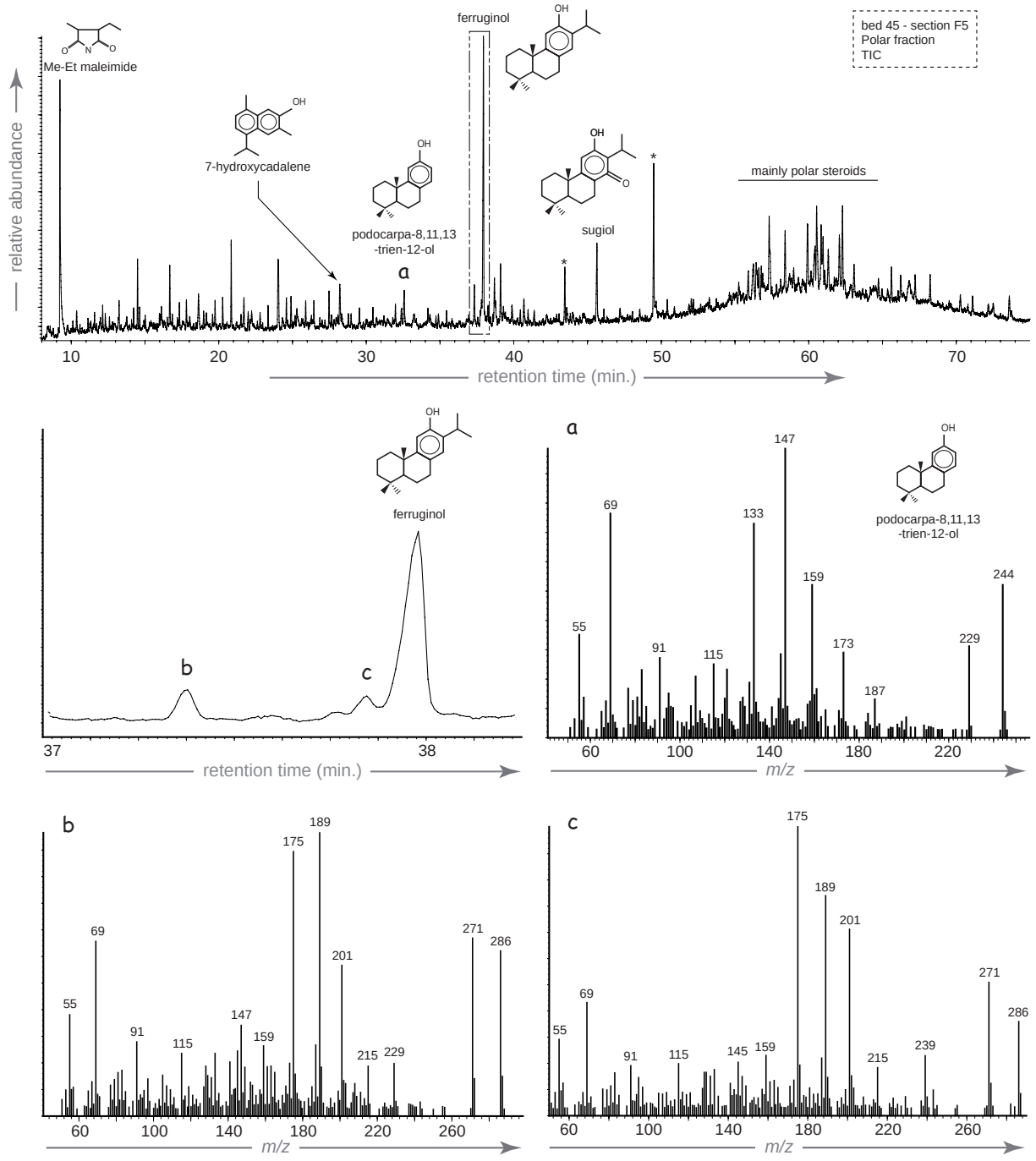


Figure 5.13. Chromatogram of the polar fraction of sample F545 showing oxygenated plant biomarkers. The dotted box presents the zoomed part displayed under the whole chromatogram. Mass spectra of compounds a (podocarpa-8,11,13-trien-12-ol), b and c are also pointed out.

Moreover, many major compounds present in the algae extracts, like *n*-alkenes, are not recovered in the rocks extracts. Therefore, all these significant differences between the molecular signature of the seaweeds and those of the rocks indicate that the samples of the Flogidarry Shale Member are not contaminated by organic matter coming from the extant seaweeds.

- Maturity and organic matter preservation

Organic matter is very reactive to thermicity and its effects can be efficiently evaluated using many hydrocarbon geochemical parameters.

CPI is one of these parameters. Indeed, the odd-over-even predominance of long-chain *n*-alkanes, inherited from biosynthesis in terrestrial plants, is progressively reduced during thermal diagenesis. Most of the CPI calculated in this study are close to 2 and such values are typical of immature sedimentary rocks.

Hopanoids are among the most sensitive biomarkers to thermicity. Typically, thermal maturation results in :

1) the hydrogenation of double bonds on the hopane skeleton resulting in the transformation of hopenes into hopanes,

2) the transformation of the biological conformation (ββ) into the geological conformation (αβ) through the moretane conformation (βα),

3) the apparition of the R isomer at the expense of the S isomer for homohopanes.

The distribution of hopanoids in the Flogidarry Shale Member is characterised by several features like the abundance of hopenes, the large predominance of ββ-hopanes over the αβ- and βα-hopanes as well as the absence of the R isomers for homohopanes. This distribution undisputably reveals the thermal immaturity of the Flogidarry Shale Member.

Steroids also carry information on thermal maturity. In the Flogidarry Shale Member, diasterenes and methyldiasterenes are by far more abundant than steranes. Just like the hopenes, diasterenes and methyldiasterenes are also reliable indicators of a thermal immaturity due to the preservation of a double bond during diagenesis.

Furthermore, the occurrence of still functionalised plant biomarkers like ferruginol and sugiol is another remarkable feature consistent with the thermal immaturity of the Flogidarry Shale Member. Indeed, these molecules are those directly synthesized by living vascular plants and have not yet undergone any change during diagenesis. This also attests the lack of a significant heat flux which could transformed organic matter.

Overall, the preservation of still functionalised bioterpenoids (meaning terpenoids directly synthesized by living organisms without any transformation during transport, sedimentation and diagenesis) clearly proves the excellent preservation of this sedimentary organic matter deposited some 150 millions years ago.

The preservation of such bioterpenoids in sedimentary deposits as old as Jurassic is clearly uncommon. Their recognition in deposits older than 50 million years are very scarce because they are metastable and thus rapidly degraded during the first steps of diagenesis. In fact, to our knowledge, there is only one report of biomolecules preserved in sedimentary deposits older than Kimmeridgian. These lasts are dated from Callovian and were recently found in the Papile Formation (Poland), which is characterised by a similar sedimentary facies (Marynovski & Zaton, 2010). Thus, this makes the Flogidarry Shale Member the second oldest sedimentary deposit to contain well-preserved biomolecules and emphasizes the exceptional preservation conditions associated to these deposits.

Because these molecules are those directly biosynthesized by terrestrial plants and the samples were directly taken in an outcrop in poor conditions, the question may arise whether these terpenoids are actually fossils rather than recent molecules. But as indicated earlier in this paper, contamination by algae covering the outcrop, and let alone by other extant organisms located near the outcrop, are unlikely. This makes sure that these bioterpenoids are indeed fossils and not recent.
This exceptional preservation can be explained by a physical protection of the organic matter just after its deposition by the enclosing matrix, especially by clay minerals. The organic matter is thereafter isolated from degrading agents of the depositional environment by the fine clayed sediment. A consequence is the excellent preservation of ammonites with their nacreous skeletal tissues. The effect of clay minerals on the organic matter is also highlighted by the rearrangement of steroids during early diagenesis. Indeed, diasterenes and methyldiasterenes are typically formed from regular steroids via catalysis on the surface of clay minerals like smectite (Sieskind et al., 1979). A similar protection effect by clay minerals was previously reported by Hautevelle et al. (2007) for the Callovo-Oxfordian claystones of the Paris basin.
It is worth noting that the low thermal impact of Cenozoic dolerite dykes and sills observed in the field is confirmed by the excellent preservation of the organic matter.

- Source of organic matter, palaeoenvironmental and stratigraphic implications

The molecular composition of the organic extracts indicates that the organic component of the Flogidarry Shale Member is a mixture of both autochtonous and allochtonous organic matter.

Autochtonous organic matter derives from tissues of marine organisms (algae, plankton) and bacteria which lived within the sedimentary basin. Their contribution is indicated by the presence of short-chain n-alkanes, which typically derive from these organisms. Furthermore, C_{27}- and C_{28}-steroids also originate from marine eukaryotes and fungi respectively. Their presence betrays the occurrence of these organisms in the sedimentary environment. A bacterial contribution is also revealed by the presence of hopanoids.

Allochtonous organic matter derives from tissues of terrestrial organisms, which lived outside the sedimentary basin, on continental areas. Their contribution is indicated by the presence of long-chain *n*-alkanes displaying a significant odd-over-even predominance. These *n*-alkanes typically derive from the cuticule of terrestrial plants. The supply of organic matter coming from emerged lands is also supported by the abundance of C_{29}-steroids and vascular plant biomarkers.

This mixture of marine and terrestrial organic matter is illustrated by the bimodal distribution of *n*-alkanes (fig. 5.9). Indeed, the first mode (corresponding to short-chain *n*-alkanes) represents the autochtonous contribution while the second one (corresponding to long-chain *n*-alkanes) represents the allochtonous one. This is why the relative contribution of terrestrial organic matter compared to marine can be approximated by the $n\text{-}C_{24}+/n\text{-}C_{24}-$ ratio. This ratio fluctuates significantly from the bottom to the top of the stratigraphic succession (fig. 5.7) indicating fluctuations over time of the terrestrial supply in the depositional environment.

It is worth noting that the more bituminous bed (bed 38) is characterised by a particularly low terrestrial contribution as indicated by unimodal distribution of *n*-alkanes and low amount of plant

biomarkers. Apart the bed 38, all the samples from the Flogidarry Shale Member are characterised by a significant terrestrial contribution. Indeed, even if the sedimentary environment was clearly marine, the abundance of long-chain *n*-alkanes has the same magnitude than those of short-chain *n*-alkanes and terrestrial plant biomarkers prevail over other compounds in aromatic and polar fractions. This can be linked to the palaeogeography of the Scotland during the Oxfordian/Kimmeridgian transition. The Flogidarry area was located in a narrow sea channel between the Hebrides and the Irish massifs (fig. 5.2). Since this palaeogeographic background, it is not surprising to record a substantial terrestrial supply via molecular biomarkers in this sedimentary succession. The close position of these two emerged lands can also explain the occurrence of fossil woods and the excellent preservation of plant biomolecules since they did not have the time to be degraded during their transport from the land to the basin.

Globally, the signal is identical in all samples, only the bed 38 shows some remarkable features. Nevertheless, the potential position of the boundary stratotype would be place in the bed 36, which does not display significant changes in molecular contents.

Besides being the more bituminous bed, the bed 38 provided the highest value of soluble organic matter and the lowest value of the $n\text{-}C_{24}^{+}/\ n\text{-}C_{24}^{-}$ index. It exhibits also the lowest value in $\delta^{18}O$ of belemnites. These values are interpreted as the cooccurence of a warming of sea waters ($\delta^{18}O$), a high preservation of organic matter and the lowest contribution of terrestrial plants ($n\text{-}C_{24}^{+}/\ n\text{-}C_{24}^{-}$). We see two ways to conciliate these facts.

1. A purely climatic explanation that changes the temperature of water, the proportion of sources of O.M. and its preservation on the sea bottom.

2. A combined climatic and eustatic explanation in which the warming initiates a sea level rise that modifies the sources of organic matter in the basin. In this situation the bed 38 becomes a maximum flooding event of a certain interest in terms of correlation. A test could be searched in the palynological assemblages. Quantification of the palynomorphs could contribute to a palaeoclimatic test (cf. Abbink *et al*., 2001).

It is worth to note that this bed 38 has a relatively high value in the pristane/phytane ratio, a situation that could appear as a contradiction. This ratio should be interpreted as the complex product of thermal diagenesis (probably homogenous here in this short lithologically homogenous section) of oxycity of the water column (and not necessarily the oxycity of the deep sea bottom) and of the original fluctuating sources of the molecules. In the narrow range of fluctuations observed here (0.5-2.5) emphasizing the oxycity control would lead obviously to a misleading interpretation. Pr/Ph ratios are rather variable around 1. This is fairly typical of thermally immature deposits characterised by substantial inputs of terrestrial organic matter. In this context, care must be taken in interpreting this ratio in terms of redox conditions (Dydick *et al*., 1978, ten Haven *et al*., 1987). Anyway, as many samples display $Pr/Ph < 1$, it is very likely that reducing, if not anoxic, conditions prevail at least during a part of the geosynthesis of pristane and phytane from their precursors. On the other hand, several other samples display $Pr/Ph > 1$ indicating more oxic conditions, at least during a part of the geosynthesis of pristane and phytane again. This can be explained by a water column that would be oxic at its upper part and anoxic in its lower part. This kind of chemical configuration of the water column is common in confined aquatic environment. Hopefully, this corresponds very well to the

palaeogeographic configuration of the Isle of Skye. The narrow channel in which the sedimentation took place was probably more or less isolated from the Arctic sea and the Western Tethys.
Other features are consistent with a transition from oxic to dysoxic/anoxic condition from the top to the bottom of the water column like the lack of derivatives of isorenieratene which is a good indicator of euxinic photic zones. Furthermore, the scarcity of benthic fauna could be also related to a poor oxygenation of the lower part of the water column. Astartidae are often associated with confined environment. Their small size and the poor taxonomic diversity indicate that palaeoenvironmental parameters, as salinity or oxygenation, are restrictive (Oschmann, 1994).

Furthermore, certain plant biomarkers have a palaeochemotaxonomic value. This means that they are specific of certain plant taxa. For instance, unlike cadalane sesquiterpenoids (calamenene, calamine, cadalene and 7-hydroxycadalene) which are linked to all vascular plants, podocarpanes and abietanes are more specifically related to pinoophytes (Otto & Wilde, 2001). As indicated earlier, the molecular composition of the Flogidarry Shale Member is characterised by relatively high amounts of a podocarpane (podocarpa-8,11,13-trien-12-ol) and many abietanes (retene, dehydroabietane, simonellite, tetrahydroretene, ferruginol sugiol). This indicates the wide occurrence of conifers within the palaeovegetation close to the sedimentary environment at the time of the deposition. Fortunately, due to the excellent molecular preservation of the organic matter, many biological abietanes have been preserved. Because they did not undergo any degradation during transport, sedimentation and diagenesis, these molecules kept their initial palaeochemotaxonomic value. This enables us to refine the palaeofloristic composition on emerged lands. Indeed, the abundance of phenolic and keto-phenolic abietanes strikes out the occurrence of a significant proportion of Pinaceous conifers since they preferentially synthesize abietane acids. The absence of tetracyclic abietanes is also inconsistent with the presence of Araucariaceae on continental areas since these conifers essentially produce this kind of compounds. On the other hand, phenolic and keto-phenolic abietanes are produced by Cupressaceae s.l., Podocarpaceae as well the extinct family Cheirolepidiaceae (Nguyen Tu *et al*., 2000; Otto & Wilde, 2001; Menor-Salvan *et al*., 2010). Thus, we could imagine forests composed of conifers, and more precisely of Cupressaceae, Podocarpaceae and/or Cheirolepidiaceae, on emerged lands. This observation is in accordance with data of Riding & Thomas (1997) who studied palynomorphs of the Staffin Shale Member. Indeed, most of the pollens are bisaccates. This morphological type of pollen is common in Mesozoic fossils (Traverse, 1988) and is often characteristic of conifers. One of the prominent forms is *Classopollis classoides* which is the gamete of Cheirolepidiaceae. At this stage, it is important to note that this palaeofloristic interpretation could be improved by the identification of the few compounds, which remain still unidentified (e.g. compounds b and c in fig. 5.13). This emphasizes the fact that significant progress must be made in the field of palaeochemotaxonomy, notably in the identification of new plant biomarkers and in the determination of their botanical origin.

Conclusion

The soluble O.M. of the Oxfordian/Kimmeridgian shale samples of the Flodigarry succession is characterised by an exceptional preservation of hopanoids and biomolecules. The geochemical composition of all samples suggests a thermally immature organic matter. The distribution of *n*-alkanes shows marine and terrestrial contributions with predominant continental contribution consistent with the presence of terrestrial plants, and with the palaeogeographical situation of the Hebrides islands. The high amount of plant biomarkers like ferruginol, sugiol, cadalene, retene, etc. suggests a palaeovegetation largely composed of conipherophytes on the nearest emerged landmasses (Scottish Massif, Hebrides Platform). From a stratigraphic point of view, neither evolutionary events nor drastic change in palaeoenvironments can be induced from the molecular content of these sedimentary rocks. The global qualitative signal of organic matter in the Flodigarry section does not show any obvious heterogeneity from the bottom to the top, except the bituminous bed 38 which is characterised by a low *n*-C_{24}^{+}/ *n*-C_{24}^{-} ratio, a high Pr/Ph ratio, a small continental contribution etc. This specific bed interpreted to a maximum flooding could be interesting for sequential correlations.

Acknowledgments

We thank the Scottish Natural Heritage who allowed us to sample the protected Flodigarry outcrop. We are grateful to the National Agency for Radioactive Waste Management who funded this project. Also, we thank R. Michels who is in charge of the Analysis and Reactivity of Organic Matter lab (AROM) and Mélanie Gretz for her help in the field.

References

ABBINK, O., TARGARONA, J., BRINKHUIS, H. & VISSCHER, H. 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change* 30(3-4), 231-256.

BRAY, E. E. & EVANS, E. D. 1961. Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **22**(1), 2-15.

CALDICOTT, A. B. & EGLINTON, G. 1973. Phytochemistry, III. Inorganic elements and special groups of chemicals. In *Inorganic Elements and Groups of Chemicals* (ed L. P. Miller), New York: Van Nostrand-Reinhold, pp. 162-194.

CECCA, F., AZEMA, J., FOURCADE, E., BAUDIN, F., GUIRAUD, R., RICOU, L. E. & WEVER, P. D. 1993. Early Kimmeridgian (146-144 Ma.). In Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps eds J. Dercourt, L. E. Ricou and B. Vrielynck). pp. 97-112.

MENOR-SALVÁN, C., NAJARRO, M., VELASCO, F., ROSALES, I., TORNOS, F. & SIMONEIT, B. R. T. 2010. Terpenoids in extracts of Lower Cretaceous ambers from the Basque-Cantabrian Basin (El Soplao, Cantabria, Spain): Paleochemotaxonomic aspects. *Organic Geochemistry* **41**(10), 1089-1103.

DYDICK, B. M., SIMONEIT, B. R. T., BRASSELL, S. C. & EGLINTON, G. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature* **272**, 216-222.

EGLINTON, G. & HAMILTON, R. J. 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* **156**, 1322-1335.

FAURE, P., LANDAIS, P. & GRIFFAULT, L. 1999. Behavior of organic matter from Callovian shales during low-temperature air oxidation. *Fuel* **78**(13), 1515-1525.

FOSTER, C.B., GRICE, K., B.RIDING, J. & GREENWOOD, P.F. 2003. Higher plant input and palynology of Middle and Upper Jurassic, Isle of Skye sediments. In 21st Internat. Meeting Organic Geochemistry, Society of Research on Environmental Changes. Geosphere Krakow, pp. 197-198.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. G. 2004. *A geologic time scale*. Cambridge University Press, 610 p.

GRICE, K., GIBBISON, R., ATKINSON, J. E., SCHWARK, L., ECKARDT, C. B. & MAXWELL, J. R. 1996. Maleimides (1H-pyrrole-2,5-diones) as molecular indicators of anoxygenic photosynthesis in ancient water columns. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3913-3924.

HAUTEVELLE, Y., MICHELS, R., MALARTRE, F. & TROUILLER, A. 2006. Vascular plant biomarkers as proxies for palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France). *Organic Geochemistry* **37**(5), 610-625.

HAUTEVELLE, Y., MICHELS, R., MALARTRE, F., ELIE, M. & TROUILLER, A. 2007. Tracing of variabilities within a geological barrier by molecular organic geochemistry: case of the Callovo-Oxfordian sedimentary series in the East of the Paris Basin (France). *Applied Geochemistry* **22**(4), 736-759.

HESKETH, R. A. P. & UNDERHILL, J. R. 2002. The biostratigraphic calibration of the Scottish and Outer Moray Firth Upper Jurassic successions: a new basis for the correlation of Late Oxfordian-Early Kimmeridgian Humber Group reservoirs in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology* **19**(5), 541-562.

HUANG, W.-Y. & MEINSCHEIN, W. G. 1979. Sterols as source ecological indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43**, 739-745.

HUDSON, J. D. & MORTON, N. 1969. *Field guide N°4, Western Scotland*. International Field on the British Jurassic, University of Keele.

JIANG, C., ALEXANDER, R., KAGI, R. & MURRAY, A. P. 1998. Polycyclic aromatic hydrocarbons in ancient sediments and their relationship to paleoclimate. *Organic Geochemistry* **29**, 1721-1735.

KILLOPS, S. D. & MASSOUD, M. S. 1992. Polycyclic aromatic hydrocarbons of pyrolytic origin in ancient sediments: evidence for Jurassic vegetation fires. *Organic Geochemistry* **18**, 1-7.

KILLOPS, S. D. & KILLOPS, V. J. 2005. *Introduction to Organic Geochemistry*. Oxford: Blackwell Publishing, 400 p.

KOMURA, T. 1974. The identification of fucosterol in the marine brown algae Hizikia fusiformis. *Agricultural and Biological Chemistry* **38**(11), 2275-2276.

LINDGREN, B. O. & SVAHN, C. M. 1968. Extractives of elm wood. *Phytochemistry* **7**(8), 1407-1408.

MARYNOWSKI, L. & ZATOŃ, M. 2010. Organic matter from the Callovian (Middle Jurassic) deposits of Lithuania: compositions, sources and depositional environments. *Applied Geochemistry* **25**, 933-946.

MATYJA, A. B. & WIERZBOWSKI, A. 2003. Correlation chart of the standard chronostratigraphic ammonite zonations at the Oxfordian/Kimmerridgian boundary. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter* **30**, 25-27.

MATYJA, A. B., WIERZBOWSKI, A. & WROGHT, J. K. 2004. Subboreal/boreal ammonite succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the Flodigarry section (Staffin Bay, Isle of Skye, UK). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrapfia* **110**, 273-278.

MATYJA, A. B., WIERZBOWSKI, A. & WRIGHT, J. K. 2006. The Sub-Boreal/Boreal ammonite succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary at Flodigarry, Staffin Bay (Isle of Skye), Scotland. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **96**, 387-405.

MORTON, N. 1987. Jurassic subsidence history in the Hebrides, NW Scotland. *Marine and Petroleum Geology* **4**, 226-242.

MORTON, N. & HUDSON, J. D. 1995. Field guide to the Jurassic of the Isles of Raasay and Skye, Inner Hebrides, NW Scotland. In *Field geology of the British Jurassic* (ed P. D. Taylor). pp. 209-280. London: The Geological Society.

NABETA, K., KATAYAMA, K., NAKAGAWARA, S. & KATOH, K. 1992. Sesquiterpenes of cadinane type from cultured cells of the liverwort, Heteroscyphus planus. *Phytochemistry* **32**(1), 117-122.

NGUYEN TU, T. T., DERENNE, S., LARGEAU, C., MARIOTTI, A., BOCHERENS, H. & PONS, D. 2000. Effects of fungal infection on lipid extract composition of higher plant remains: comparison of shoots of a Cenomanian conifer, uninfected and infected by extinct fungi. *Organic Geochemistry* **31**(12), 1743-1754.

NUNN, E. V., PRICE, G. D., HART, M. B., PAGE, K. N. & LENG, M. J. 2009. Isotopic signals from Callovian-Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *Journal of the geological Society* **166**(4), 633-641.

OGG, J. G., OGG, G. & GRADSTEIN, F. M. 2008. The concise geologic time scale. Cambridge University Press, 184 p.

OTTO, A. & SIMONEIT, B. R. D. 2001. Chemosystematics and diagenesis of terpenoids in fossil conifer species and sediment from the Eocene Zeitz Formation, Saxony, Germany. *Geochimimica et Cosmochimica Acta* **65**, 3505-3527.

OTTO, A. & WILDE, V. 2001. Sesqui-, di- and triterpenoids as chemosystematic markers in extant conifers. *Botanical Review* **67**, 141-238.

OURISSON, G., ALBRECHT, P. & ROHMER, M. 1979. The hopanoids. Palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. *Pure and Applied Chemistry* **51**, 709-729.

PETERS, K. E., WALTERS, C. C. & MOLDOWAN, J. M. 2005. *The Biomarker Guide*. Cambridge.

POWELL, J. H. 2010. Jurassic sedimentation in the Cleveland Basin: a review. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* **58**(1), 21-72.

PRZYBYLSKI, P. A., OGG, J. G., WIERZBOWSKI, A., COE, A. L., HOUNSLOW, M. W., WRIGHT, J. K., ATROPS, F. & SETTLES, E. 2010. Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. *Earth and Planetary Science Letters* **289**(1-2), 256-272.

REMANE, J., BASSETT, M. G., COWIE, J. W., GOHRBRANDT, K. H., LANE, H. R., MICHELSEN, O. & NAIWEN, W. 1996. *Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS)*.

RIDING, J. B. & THOMAS, J. E. 1997. Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle–Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. *Scottish Journal of Geology* **33** (1), 59-74.

ROWE, J. W., SEIKEL, M. K., ROY, D. N. & JORGENSEN, E. 1972. Chemotaxonomy of ulmus. Phytochemistry **11**(8), 2513-2517.

SALFELD , H. 1913. Certain Upper Jurassic strata of England. *Quarterly Journal of the Geological Society, London* **69**, 423-430.

SANKARAM, A. V. B., REDDY, N. S. & SHOOLERY, J. N. 1981. New sesquiterpenoids of Bombax malabaricum. Phytochemistry **20**(8), 1877-1881.

SCOTT, A. C. & GLASSPOOL, I. J. 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology* **70**, 53-66.

SELBY, D. 2007. Direct Rhenium-Osmium age of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary, Staffin bay, Isle of Skye, U.K., and the Late Jurassic time scale. *Norwegian journal of geology* **87**, 291-299.

SIESKIND, O., JOLY, G. & ALBRECHT, P. 1979. Simulation of the geochemical transformations of sterols: superacid effect of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43**, 1675-1679.

SIMONEIT, B. R. D. 1986. Cyclic terpenoid of the geosphere. In *Biological markers in the sedimentary records* (ed R. B. John). pp. 43-99. Amsterdam: Elsevier.

SON, K.-H., OH, H.-M., CHOI, S.-K., HAN, D. C. & KWON, B.-M. 2005. Anti-tumor abietane diterpenes from the cones of Sequoia sempervirens. *Bioorganic & Medicinal Chemistry Letters* 15(8), 2019-2021.

STANCLIFFE, R. P. W. 1990. Acritarchs and other non-dinophycean marine palynomorphs from the Oxfordian (Upper Jurassic) of Skye, western Scotland, and Dorset, southern England. *Palynology* **14**, 175-192.

SUMMONS, R. E. & POWELL, T. G. 1987. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulphur bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 557-566.

SYKES, R. M. & CALLOMON, J. H. 1979. The *Amoeboceras* zonation of the Boreal Upper Oxfordian. *Palaeontology* 22, 839-903.

TEN HAVEN, H. L., DE LEEUW, J. W., RULLKÖTTER, J. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. 1987. Restricted utility of the Pristane/Phytane ratio as palaeoenvironment indicator. *Nature* **330**, 641-643.

TISSOT, B., PELET, R., ROUCOCHE, J. & COMBAZ, J. 1977. Alkanes as geochemical fossil indicators of geological environments. In *Advances in Organic Geochemistry* (eds R. Campo and J. Goni) Enadimsa, Madrid, pp. 117-154.

TRAVERSE, A. 1988. *Paleopalynology*. Unwin Hyman, Boston.

TURNER, J. 1966. he Oxford Clay of Skye, Scalpay and Eigg. *Scottish Journal of Geology* 2, 243-252.

VAN AARSSEN, B. G. K., ALEXANDER, R. & KAGI, R. I. 2000. Higher plant biomarkers reflect palaeovegetation changes during Jurassic times. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**(8), 1417-1424.

VOLKMAN, J. K. & MAXWELL, J. R. 1986. Acyclic isoprenoids as biological markers. In *Biological Markers in the Sedimentary Record*. (ed R. B. Johns). pp. 1-42. Amsterdam: Elsevier.

WIERZBOWSKI, H. 2004. Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian-Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **203**, 153-168.

WIERZBOWSKI, A. 2010. Kimmeridgian Working Group. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter* **36**, 13-16.

WIERZBOWSKI, A., COE, A.L., HOUNSLOW, M.W., MATYJA, B.A., OGG, J.G., PAGE, K.N., WIERZBOWSKI, H., WRIGHT, J.K. 2006. A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye, UK. *Volumina Jurassica* **4**, 17-33.

WRIGHT, J. K. 1989. The early Kimmeridgian ammonite succession at Staffin, Isle of Skye. *Scottish Journal of Geology* **25**, 263-272.

WRIGHT, J. K. 2003. New exposures of the Ampthill Clay near Swindon, Wiltshire, and their significance within the succession of Oxfordian- Kimmeridgian boundary beds in southern England. Proceedings of the Geologists' Association. pp. 97-121.

WRIGHT, J. K. & COX, B. M. 2001. British Upper Jurassic Stratigraphy (Oxfordian to Kimmeridgian). Ed. D. Skevington, Joint nature conservation committee. The geological conservation review series, Peterborough.

ZIEGLER, P. A. 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd ed.: Shell Internationale Petroleum Maatschappij.

Chapitre VI.

Discussion générale

VI. 1. CORRELATIONS ENTRE LE SUD ET L'EST DU BASSIN PARISIEN

Les faciès du Berry sont fort ressemblants à ceux de l'Est du Bassin parisien en termes d'environnements de dépôts et se situent dans un cadre paléogéographique proche. La comparaison des deux zones étudiées permet de discuter plusieurs observations.

VI.1.1. Comparaison de l'épaisseur des piles sédimentaires

On peut remarquer que l'épaisseur des dépôts du Sud du bassin de Paris est très supérieure à celles de l'Est. Pour un total d'environ 90 m de sédiments à Bure (de l'Oolithe de Saucourt aux Marnes à exogyres inférieures), l'épaisseur est de 250 m en moyenne dans le Berry (du sommet des Calcaires de Poinçonnet aux Marnes de Saint Doulchard). Cette observation implique que l'accommodation a été plus importante dans le Berry. Le fait est que les deux zones considérées font partie d'un même système de production carbonatée, les environnements qui ont été décrits sont globalement très semblables : milieu peu profond de type lagonaire avec des traces de fluctuations eustatiques de haute-fréquence qui ne bouleversent pas les environnements. L'enregistrement sédimentaire concerne la même période d'enregistrement sédimentaire dans les deux aires étudiées et les hiatus d'érosion ou de dépôt doivent être sensiblement du même ordre de grandeur. L'espace d'accommodation est surtout contrôlé par la subsidence puisque les fluctuations du niveau marin relatif sont à peine perceptibles. Ce qui nous permet de considérer que le principal paramètre expliquant les différences d'épaisseur est la subsidence tectonique (voire thermique). Il apparait en effet que le jeu syn-sédimentaire ait été plus actif du côté du Berry que du côté Lorraine-Champagne. La série étudiée impliquant la mise en place d'un fossé d'effondrement à la fin des Calcaires lités inférieurs et le grand nombre de failles identifiées dans la zone sud du Bassin parisien, implique un socle plus instable. L'activité liée au rejeu des failles hercyniennes durant la phase alpine semble encore continuer dans le Berry alors qu'il serait plus limité en Lorraine-Champagne. On peut supposer dès lors une subsidence tectonique plus intense au Jurassique supérieur dans le Berry qu'en Lorraine. L'intervalle étudié étant assez bien délimité, la différence entre les deux aires peut permettre d'estimer la différence de vitesse et le rythme de subsidence dans les successions. D'après la charte d'Ogg, Ogg et Gradstein (2008)[9], l'intervalle étudié s'étendant de la zone à Bimammatum à la zone à Cymodoce correspond à une période d'un peu plus de 2 My[10]. Ce qui amène à une vitesse moyenne de ~45m/My contre ~125 m/My dans le Berry avec

[9] https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/Timeslices/5_JurCret.pdf
[10] *Le calcul étant fondé sur une interpolation, les erreurs ne sont pas précisées par Hardenbol et al., 1998 :*

un rythme plus saccadé dû aux affaissements liés aux failles. Pour comprendre réellement la chronologie des dépôts en fonction de la subsidence, il faudrait estimer les épaisseurs de formations de part et d'autre de chacune des failles répertoriées.

VI.1.2. Corrélations séquentielles et biostratigraphiques (fig.6.1)

Pour établir des corrélations entre le Sud et l'Est du Bassin parisien j'accepte les postulats suivants :
1- Les Marnes à exogyres inférieures sont l'équivalent stratigraphique des Marnes de Saint-Doulchard, et la formation de l'Oolithe de Saucourt correspond en partie aux Calcaires à spongiaires du Berry, comme il est proposé dans Mégnien et Mégnien (1980).
2- Je considère que la zone à Rupellense de la zonation intermédiaire (biome franco-germanique de Hantzpergue, 1989) est l'équivalent de la zone à Platynota de la charte téthysienne.

Les corrélations établies sont alors les suivantes :

1. Les formations de l'Oolithe de Saucourt et des Calcaires à spongiaires possèdent toutes deux clairement des faunes qui les datent de la zone à Bimammatum. L'hypothèse de la contemporanéité des maxima transgressifs au sein de ces deux formations est émise.

2. Le maximum régressif caractérisé dans les Calcaires lités inférieurs est signalé au sein de la zone à Bimammatum (sous-zone à Hauffianum). Le bas niveau marin relatif maximum suivant le maximum d'inondation de l'Oolithe de Saucourt est placé à la base des Calcaires Crayeux de Gudmont. Si ces deux limites de séquences sont corrélées, l'Oolithe de Lamothe est également datée de la fin de la zone à Bimammatum et non de la zone à Planula comme il est communément admis (exemple : Mégnien et Mégnien, 1980).

3. Une régression d'ampleur au moins régionale est observée dans les Calcaires crayeux de Gudmont de l'ensemble des coupes de Lorraine/Champagne. Dans le Berry, les niveaux à pseudomorphoses des Calcaires lités supérieurs (Calcaires de Montierchaume) indiquent une très faible tranche d'eau et l'enchaînement des faciès suggère un maximum régressif en leur sein. Aucune trace d'émersion n'a été observée dans le Berry. Cependant, ce maximum régressif correspond à des dépôts dont l'encadrement biostratigraphique est assez précis. Il a lieu à l'approche de la limite entre les zones à Planula et à Rupellense (ou Platynota). Il est donc proposé de placer le passage des zones Planula à Platynota dans les Calcaires crayeux de Gudmont.

Zonation téthysienne : Ox7=156,1 Ma jusqu'à Kim2=153,8 donne un intervalle de 2,3 My
Zonation boréale : Ox7=156,8 Ma jusqu'à Kim2=154,5 donne un intervalle de 2,3 My

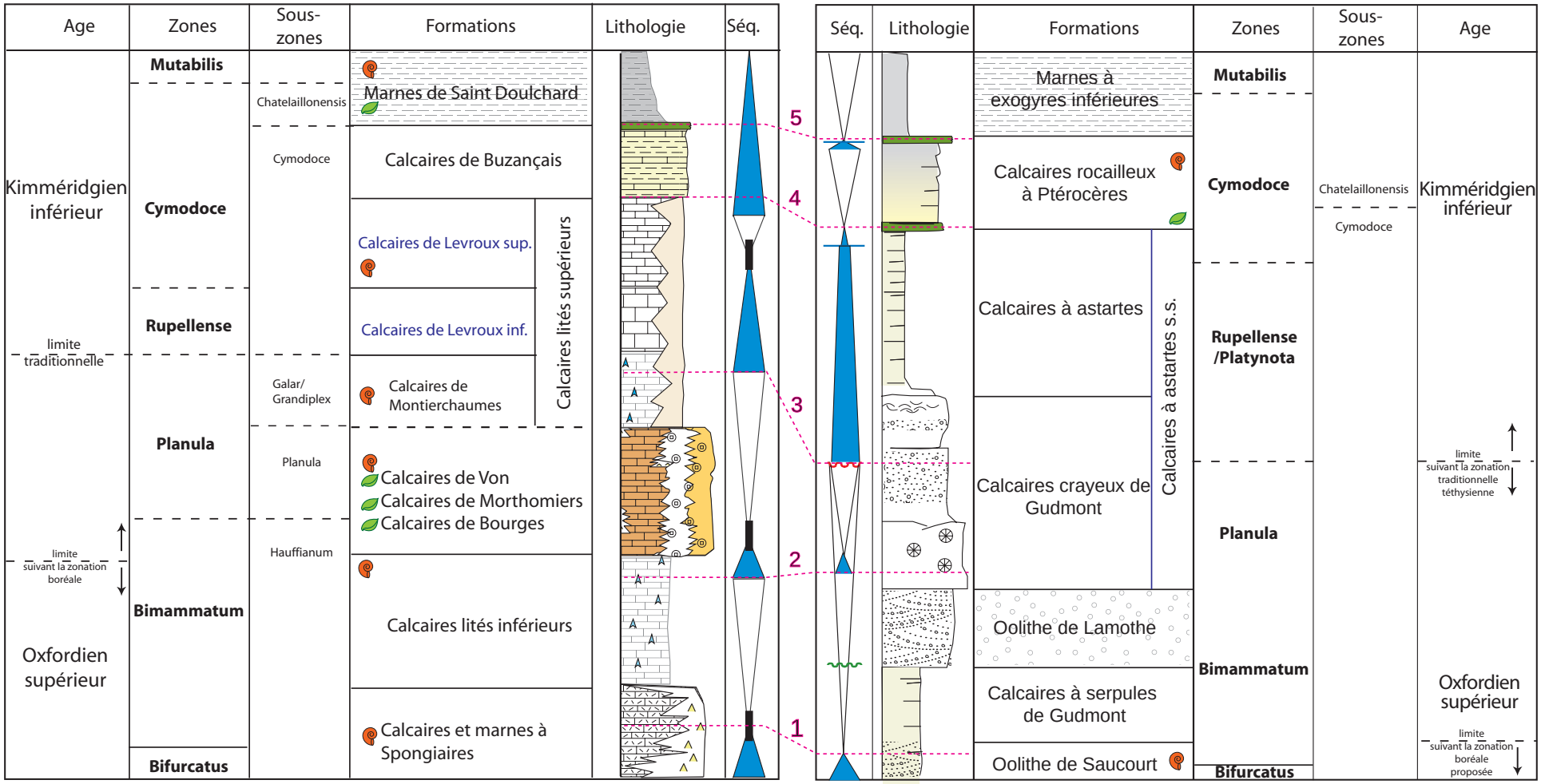


Figure 6.1. Coupes schématiques de l'est et du sud du Bassin parisien encadrées par leurs zonations biostratigraphiques et leur interprétation séquentielle. Les traits pointillés roses numérotés de 1 à 5 sont les corrélations établies entre les deux régions (voir texte).

4. La ligne pointillée reliant la base des Calcaires de Buzançais à la base des Calcaires rocailleux à Ptérocères est une corrélation déjà établie (Mégnien et Mégnien, 1980). Je n'ai pas observé le niveau glauconieux repère dans le Berry et cette corrélation ne tient pas compte de l'évolution séquentielle, mais les données acquises ne permettent pas d'améliorer les correspondances entre les deux régions. Par ailleurs, les Calcaires rocailleux à Ptérocères déjà datés de la zone à Cymodoce (sous-zone à Cymodoce et Chatelaillonensis) correspondent aux datations des Calcaires de Buzançais (zone à Cymodoce sous-zone à Cymodoce).

5. Les faunes de la zone à Cymodoce et de la zone à Mutabilis sont clairement identifiées pour les Marnes à exogyres inférieures (Maubeuge, 1965 ; Mégnien et Mégnien, 1980 ; Lathuilière *et al.*, 2003) et les Marnes de Saint-Doulchard (Debrand-Passard, 1982). Le niveau glauconieux de la base des marnes kimméridgiennes du bassin de Paris est un banc repère utilisable y compris en subsurface par sa signature diagraphique. Ces marnes débutent dans la zone à Cymodoce sous-zone à Chatelaillonensis et se poursuivent dans la zone à Mutabilis.

Ainsi dans ce schéma (fig. 6.1), sans proposer une corrélation lithostratigraphique stricte, les formations des Calcaires lités inférieurs et des Calcaires de Von/Bourges/Morthomiers sont à peu près les équivalents des Calcaires à serpules de Gudmont, de l'Oolithe de Lamothe et de la base récifale des Calcaires crayeux de Gudmont. Les Calcaires de Levroux sont ensuite plutôt équivalents au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et aux Calcaires à astartes. La pauvreté faunistique des Calcaires à astartes se retrouve d'ailleurs dans les Calcaires de Levroux (inférieurs et supérieurs), mis à part quelques niveaux lumachelliques.

VI. 2. LE PLACEMENT DE LA LIMITE O/K

VI.2.1. D'après le calendrier téthysien

L'étude approfondie de la partie est du Bassin parisien permet désormais d'avoir un point de comparaison solide. Les corrélations entre le Sud et l'Est du Bassin parisien précisent le calendrier biostratigraphique de l'intervalle Oxfordien/Kimméridgien, et en particulier la position de la limite Planula/Platynota.

En tenant compte des données biostratigraphiques et des informations tirées de l'évolution séquentielle, une tentative de corrélation à une échelle plus large a été entreprise. En considérant l'encadrement sûr de l'intervalle et l'évolution séquentielle, les observations du Berry et de Lorraine-Champagne peuvent être mises en parallèle avec les données de la littérature sur les régions limitrophes. L'évolution des dépôts du Bassin parisien est confrontée à des coupes situées dans le domaine téthysien dont la stratigraphie séquentielle a été précisément étudiée et dont le cadre biostratigraphique est relativement clair.

La figure 6.2 établit les corrélations potentielles entre les successions carbonatées de Charente/Poitou, Creuse, Berry, Lorraine, Bourgogne, l'Yonne, la région de Besançon et le Jura français et suisse. Ce

schéma ne prétend pas expliquer les variations latérales de faciès d'une région à l'autre mais tente de retrouver les lignes temps les plus documentées dans chaque succession.

Si le maximum régressif observé dans la série lorraine est à la dimension du Bassin parisien, proche de la limite Planula/Platynota, il convient de le comparer aux maxima régressifs observés par ailleurs autour de la limite Planula/Platynota.

En Charente-Poitou, la limite Planula/Rupellense (=Platynota) est clairement positionnée grâce aux travaux d'Hantzpergue (*e.g.* 1985). Elle se situe à la base du banc à *Thalassinoides* (contenant une faune abondante notamment en ammonites, cf. Hantzpergue 1985, p. 29) qui est corrélée grâce aux ammonites à la base des Calcaires de Levroux inférieurs dans le Berry (Hantzpergue et Debrand-Passard, 1980).

En Bourgogne, la limite Planula/Platynota se trouve au sein des Calcaires de Tonnerre. Selon les données diagraphiques interprétées par Carpentier (2004), les Calcaires de Tonnerre sont l'équivalent latéral des Calcaires crayeux de Gudmont et de l'Oolithe de Lamothe. Le passage O/K en Bourgogne (notamment dans l'Yonne) n'a pas fait l'objet d'étude séquentielle.

Les successions de la région de Besançon sont peu comparées aux formations de Bourgogne. En revanche, Enay *et al*. (1988) ont daté les formations de cette région et Cochet *et al*. (1994) ont éclairci les correspondances avec les formations du Jura. La base de la formation des Marnes de Besançon est datée de la zone à Bifurcatus alors que son sommet est daté de la zone à Bimammatum ; cette formation est l'équivalent des Calcaires lités du Jura. La formation des Calcaires de Besançon inclut la zone à Planula mais on ignore l'âge du sommet de la formation faute de marqueurs biostratigraphiques et la formation des Calcaires de Chargey surincombante repose en discontinuité sur les Calcaires de Besançon.

Dans le Jura, à la limite Planula/Platynota, Cochet *et al.* (1994) et Cariou (2009) placent un maximum régressif au sommet de la zone à Planula (juste avant la régression forcée de Cochet *et al.* 1994). Il est situé à la limite des formations des Couches du Morillon et des Calcaires d'Aranc (ou Oncolithe de Pillemoine). Cariou (2009) suggère ce maximum régressif comme correspondant à la limite de séquence KIM1 téthysien de la charte de Hardenbol *et al.* (1998) (Fig. 1.9 du chap I).

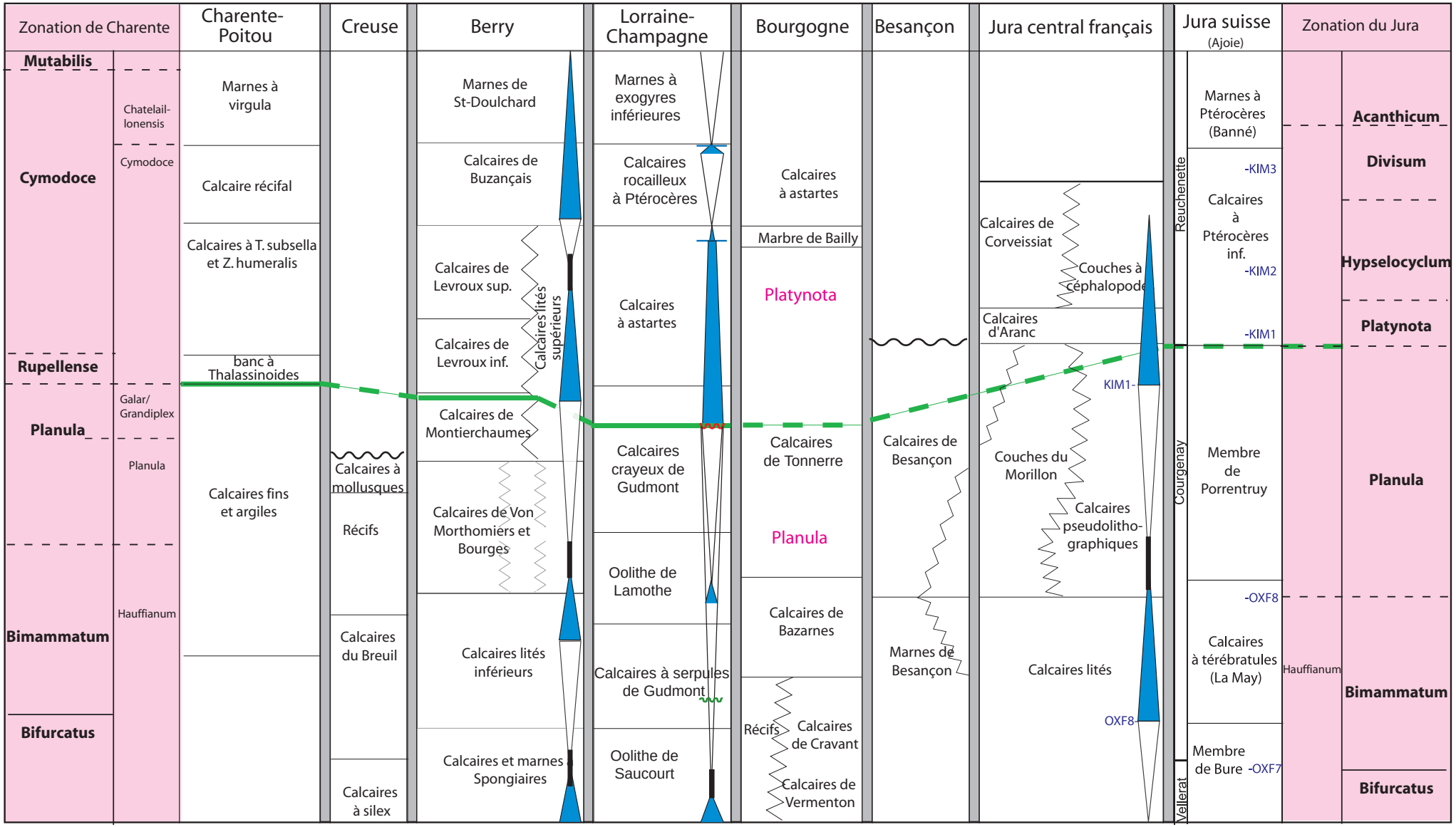
VI.2.2. En tenant compte du stratotype de limite proposé dans le royaume boréal

La limite Oxfordien/Kimméridgien dans la province subboréale se situe à la limite des zones Pseudocordata et Baylei, alors que la limite traditionnellement admise dans la province subbméditerranéenne est à la limite Planula/Platynota.

Les travaux récents émettant des hypothèses sur des corrélations entre royaumes boréaux et téthysiens, notamment sur l'affleurement de l'Ile de Skye (Wierzbowski, 2010), indiquent la limite O/K au sein de la zone à Bimammatum sous-zone à Bimammatum. Si ces corrélations s'avèrent justes dans le futur et que le choix de la limite O/K reste celui proposé actuellement, alors cette limite pourrait se trouver dans les formations de la base ou sous-jacentes à la série étudiée ici, c'est-à-dire dans les Calcaires à Serpules de Gudmont ou dans l'Oolithe de Saucourt…

La succession de l'Ile de Skye n'est pas contrainte d'un point de vue séquentiel. La possibilité évoquée dans le chapitre V de placer un maximum d'inondation au sein du banc 38 (avec une signature moléculaire et une texture sédimentaire particulières) pourrait offrir un point de comparaison. Ce banc 38 se situe dans la zone à Baylei (subboréale) ou Bauhini (boréale). Le seul maximum transgressif de la zone à Baylei proposé par Hardenbol *et al*. (1998) est un maximum transgressif situé à la base de cette zone, entre les limites de séquence OX8 et KIM1 de la charte boréale. Cependant, les chartes eustatiques boréale et téthysienne ne sont pas corrélées dans l'intervalle Oxfordien/Kimméridgien. Des travaux comme ceux de Colombié (2007) et Jank *et al*. (2006) tentent de corréler les limites de séquences du Kimméridgien des deux royaumes et démontrent les difficultés de corrélation voire leur non corrélation.

Figure 6.2. Schéma des formations lithostratigraphiques au passage Oxfordien-Kimméridgien dans les régions Poitou-Charente, Berry, Lorraine-Champagne, Bourgogne, Franche-Comté, Jura. La ligne verte indique la limite entre les zones à Planula et Platynota (ou Rupellense). Les colonnes lithostratigraphiques schématisées sont encadrées par les zonations à ammonites les plus abouties : zonation de Charente établies par Hantzpergue (1985) et zonation du Jura (Enay *et al*., 1988 ; Cochet *et al*., 1994). La position des limites de séquences Ox8, Kim1 etc. sont extraites de Cariou (2009) pour le Jura français et de Gygi *et al*. (1998) ; Jank (2004) ; Strasser (2007) pour le Jura suisse.


Zonation de Charente
Charente-Poitou
Creuse
Berry
Lorraine-Champagne
Bourgogne
Besançon
Jura central français
Jura suisse
(Ajoie)
Zonation du Jura
Mutabilis
Cymodoce
Rupellense
Planula
Bimammatum
Bifurcatus
Chatelail-lonensis
Cymodoce
Galar/ Grandiplex
Planula
Hauffianum
Marnes à virgula
Calcaire récifal
Calcaires à T. subsella et Z. humeralis
banc à Thalassinoides
Calcaires fins et argiles
Calcaires à mollusques
Récifs
Calcaires du Breuil
Calcaires à silex
Marnes de St-Doulchard
Calcaires de Buzançais
Calcaires de Levroux sup.
Calcaires de Levroux inf.
Calcaires lités supérieurs
Calcaires de Montierchaumes
Calcaires de Von Morthomiers et Bourges
Calcaires lités inférieurs
Calcaires et marnes Spongiaires
Marnes à exogyres inférieures
Calcaires rocailleux à Ptérocères
Calcaires à astartes
Calcaires crayeux de Gudmont
Oolithe de Lamothe
Calcaires à serpules de Gudmont
Oolithe de Saucourt
Calcaires à astartes
Marbre de Bailly
Platynota
Calcaires de Tonnerre
Planula
Calcaires de Bazarnes
Récifs
Calcaires de Cravant
Calcaires de Vermenton
Calcaires de Besançon
Marnes de Besançon
Calcaires de Corveissiat
Couches à céphalopode
Calcaires d'Aranc
KIM1-
Couches du Morillon
Calcaires pseudolitho-graphiques
Calcaires lités
OXF8-
Reuchenette
Courgenay
Vellerat
Marnes à Ptérocères (Banné)
-KIM3
Calcaires à Ptérocères inf.
-KIM2
-KIM1
Membre de Porrentruy
-OXF8
Calcaires à térébratules (La May)
Membre de Bure -OXF7
Hauffianum
Acanthicum
Divisum
Hypselocyclum
Platynota
Planula
Bimammatum
Bifurcatus

VI. 3. LA CRISE DES CARBONATES DANS LE BASSIN PARISIEN

Dans le chapitre sur l'Est du Bassin parisien, j'ai évoqué l'hypothèse selon laquelle le refroidissement traduit par les résultats géochimiques pourrait résulter de variations océanographiques (courantologie). Un changement dans la force et la direction des courants provenant des océans Arctique et Téthysien impliquerait également des modifications des conditions climatiques. En Champagne berrichonne, le manque d'analyses, notamment géochimiques, comparables à celles effectuées en Lorraine dans le cadre de cette thèse ne permet pas de dire si le refroidissement observé dans la partie est du Bassin parisien est un phénomène de grande envergure. Les travaux pluridisciplinaires concernant l'intervalle Oxfordien/Kimméridgien les plus proches géographiquement, sont ceux effectués par Bartolini *et al.* (2003) sur la plate-forme jurassienne du Sud de l'Allemagne. Ces auteurs évoquent un refroidissement au passage Planula/Platynota du même ordre de grandeur que celui qui correspond à la crise de la zone à Bifurcatus. Ce refroidissement serait par ailleurs accompagné d'une aridité accrue alors que la synthèse des données du Mésozoïque effectuée par Price (1999) indique que la période Oxfordien-Kimméridgien est plutôt caractérisée par une période humide en Europe. L'augmentation de l'aridité dont il est question dans Brigaud *et al*. (2008) et qui correspond à la période de refroidissement enregistrée dans les coquilles de l'Est du Bassin parisien (Calcaires crayeux de Gudmont et Calcaires à astartes), peut-elle être reliée à l'observation de Bartolini *et al.* (2003) ?

Nous avons vu dans le paragraphe précédent qu'un maximum régressif relié à des cycles eustatiques d'assez basse fréquence caractérise la limite Planula/Platynota. Dans le cas d'une hypothèse liant les événements eustatiques à des modifications du fonctionnement du système courantologique et/ou climatique à l'échelle globale, je peux proposer les scénarios suivants :

- En l'absence de calottes polaires, les variations du niveau marin relatif d'assez haute fréquence ne sont pas liées au glacio-eustatisme. Ce sont d'autres phénomènes tels que la dilatation des masses d'eaux marines (Kump *et al.*, 2004) qui peuvent être envisagés. La régression que nous observons n'est donc pas forcément liée à un refroidissement allant jusqu'à une période glaciaire.
- Dans le cas de la mise en place d'une calotte, certainement moins étendue qu'à l'Actuel, (voir dans le chapitre I), la période de refroidissement explique la baisse du niveau marin. Sellwood et Valdes (1997) associent la température au degré d'humidité global. Ainsi, des périodes plus fraîches au Mésozoïque sont souvent associées à une augmentation de l'aridité (kaolinite). Ce qui est le cas dans le Bassin parisien : le refroidissement est associé une période plus aride.

Les modélisations de Sellwood et Valdes (2008) proposent également une direction des vents dominants O-E voire SO-NE à la latitude du Bassin parisien au Jurassique supérieur. La force des vents de surface serait alors de l'ordre de 3 à 5 $m.s^{-1}$. Le régime des vents indique donc une influence importante des courants chauds provenant de la zone téthysienne qui remontent vers le Nord via les nombreux couloirs marins existant au sein de l'archipel ouest-européen. Les eaux de la province subboréale au Nord du bassin de Paris sont plus fraîches que celles de la Téthys. Un changement dans le régime des vents, la mise en place d'une barrière paléogéographique au Sud du Bassin parisien ou l'ouverture d'un couloir au nord, pourrait amoindrir la remontée des eaux téthysiennes. Des courants boréaux viendraient refroidir les eaux du haut-fond ouest-européen. Des changements dans le sens et l'intensité des courants boréaux et téthysiens ont déjà été suggérés par Carpentier *et al.* (2006). En

effet, ces auteurs supposent des échanges entre les masses d'eaux arctiques et téthysiennes via le rift de la Mer du Nord durant l'Oxfordien moyen, qui permettent aux ammonites boréales et téthysiennes de se côtoyer. Par la suite la crise de la zone à Bifurcatus de la base de l'Oxfordien supérieur, les échanges deviennent quasi-unidirectionnels du Nord vers le Sud. Les courants téthysiens sont stoppés par une barrière située entre la Lorraine et la Bourgogne.
Le provincialisme des faunes apparu durant la crise de la zone à Bifurcatus de part et d'autre du Bassin parisien va persister jusqu'au sommet du Kimméridgien inférieur. La période de crise de la zone à Bifurcatus et celle de la limite O/K possèdent plusieurs points de similitude : notamment un refroidissement, des saisons peu marquées (*e.g.* Martin-Garin *et al.*, 2010) et un faible niveau marin relatif (*e.g.* Guillocheau *et al.*, 2002). Entre ces deux crises, les corrélations restent impossibles et la production carbonatée demeure importante. Les conditions climatiques et eustatiques ayant fragilisé les organismes producteurs de carbonates durant la crise Bifurcatus semblent se réitérer à la limite O/K. Les conditions régnant à la limite O/K semblent perturber le fragile équilibre de production carbonatée et amorcer sa disparition définitive.

Par ailleurs, le confinement des environnements de l'Est du Bassin parisien explique une certaine dysoxie dans les niveaux à faciès mudstone. Cette dysoxie est accentuée dans le nord de la zone d'étude de Lorraine, mais les faciès pauvres en faune du Berry peuvent également suggérer des changements de la concentration en oxygène dans l'eau. L'aggradation de la plate-forme atteint ses limites : la tranche d'eau possède une hauteur suffisante pour fabriquer des carbonates (Calcaires à astartes, Calcaires de Levroux), mais insuffisante, sur d'aussi grandes étendues à faible hydrodynamisme pour que l'oxygène soit renouvelé.

Conclusion et perspectives

Rappel des objectifs

Les objectifs de cette étude doctorale étaient complémentaires et inévitablement liés : la précision du cadre biostratigraphique autour de la limite Oxfordien-Kimméridgien nécessitait d'abord de reconstruire les conditions paléoenvironnementales dont dépend l'évolution de la diversité biologique. Les difficultés de datations relatives de l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur dans les séries ouest-européennes sont principalement dûes à l'existence de faunes spécifiques aux différentes aires biogéographiques (royaumes téthysien et boréal). J'ai choisi d'étudier **(1)** des séries lithologiques situées dans l'Est et le Sud du bassin de Paris, caractérisées par des faunes plutôt d'origine téthysienne, mais sous influences subboréales et **(2)** une succession sur l'Ile de Skye (Écosse) renfermant une faune typique du royaume boréal.

En effet, la situation paléogéographique de la Lorraine-Champagne au Jurassique supérieur est intéressante puisque qu'elle est localisée sur un haut-fond intermédiaire entre le royaume téthysien et le royaume boréal et donc au niveau d'une aire potentielle de recouvrement des faunes. Les sédiments carbonatés des séries de l'Est du Bassin parisien indiquent des dépôts caractéristiques d'environnements de plate-forme tropicale, chaude et peu profonde, clairement comparables aux faciès des séries du Berry (Sud du Bassin parisien). Des corrélations à travers le matériel fossile et l'évolution séquentielle ont donc été tentées. Les contraintes de corrélations biostratigraphiques dont il est question sur l'intervalle Bimammatum-Hypselocyclum (suivant la zonation téthysienne) ou Pseudocordata-Cymodoce (suivant la zonation boréale) disparaissent par la suite au Kimméridgien supérieur puisque une période de haut niveau marin relatif permet alors la mise en relation des différentes aires océaniques. Cette transgression de 2nd ordre va provoquer l'ennoiement de la plate-forme carbonatée ouest-européenne, concomitante d'une crise dans la production de carbonates. Le but de cette thèse était donc également de trouver des indices sur des événements précurseurs probables dans la crise des carbonates à la limite Oxfordien/Kimméridgien.

Synthèse des résultats

Les nombreuses données acquises sur la coupe de Gudmont-Villiers (52) et les forages de Bure font d'eux des coupes de références pour décrire la transition O/K dans l'Est du Bassin parisien. Des indices de datations ont été mis à jour dans les différents affleurements (brachiopodes et microfaune), ce qui a permis de préciser le cadre biostratigraphique régional et faciliter les corrélations.

Les corrélations entre les différentes coupes de Lorraine/Champagne indiquent une certaine stabilité des environnements lagonaires d'un point à l'autre de l'aire paléogéographique. La succession faunique suggère un confinement de plus en plus marqué dans ces environnements, le maximum de confinement étant atteint dans les Calcaires à astartes (mudstone fin) où la faune est quasi-absente et présente les caractéristiques d'une certaine dysoxie. La géochimie des isotopes stables de l'oxygène indique un léger refroidissement (diminution d'environ 4°C) durant la période de dépôt des Calcaires

crayeux de Gudmont jusqu'au sommet des Calcaires à astartes. Ce refroidissement est concomitant d'une période de maximum régressif et pourrait être associés à une modification des courants océaniques impliquant un apport d'eaux fraîches provenant du domaine boréal.

Les lames minces ont révélé une microfaune composée principalement de foraminifères et d'algues sur la coupe de Gudmont-Villiers. Les microfossiles de la série carbonatées oxfo-kimméridgienne de l'Est du bassin de Paris sont pour la première fois détaillés dans l'article Lefort *et al. in press*. La diversité des microfossiles a permis une étude statistique révélant des associations récurrentes. La distribution de ces assemblages semble intimement liée aux fluctuations eustatiques au sein de la plate-forme tropicale peu profonde. Les taxons observés durant les intervalles de maximum transgressif constituent des associations majoritairement dominées par les petits foraminifères benthiques, agglutinés ou non, typiques de milieux ouverts, alors que les passages liés à un maximum régressif sont marqués par la prédominance des grands foraminifères agglutinés complexes, typiques des environnements restreints de plate-forme carbonatée jurassique (Lituolidae).

Le faciès palynologique de la transition O/K est désormais caractérisé dans l'Est du Bassin parisien. Les résidus, pauvres en pollens, spores, acritarches et dinoflagellés ont néanmoins permis de dénombrer les phytoclastes selon leur forme et leur taille. De la même manière que pour la microfaune, la distribution des assemblages de ces palynomacéraux est liée aux cycles eustatiques de haute fréquence établis indépendamment par Carpentier (2004). Les périodes régressives sont alors liées à une association riche en éléments particulaires en aiguilles et d'une taille supérieure à 20µm, ce qui indique la proximité des côtes.

L'extraction de la matière organique soluble des calcaires correspondants a livré très peu de matière analysable. Les échantillons sont dominés par les contaminants. De ce fait, les indicateurs géochimiques usuels n'ont pas pu être utilisés. Il est à noter tout de même les valeurs du rapport Pristane/Phytane, très faible dans les roches les plus poreuses, et la prédominance des hopanes en configuration géologique (αβ) qui indique une empreinte diagénétique.

Les affleurements du Sud du Bassin parisien ont permis de reconstituer une succession calcaire autour de la limite O/K typique d'un environnement de plate-forme très peu profonde (*e.g.* : calcaires fins à pseudomorphoses de gypse…). Les conditions paléoenvironnementales sont très similaires à celles de l'Est du Bassin parisien. L'intérêt porté à l'enchaînement des formations a permis de reconstruire l'évolution séquentielle autour de la limite O/K sur une coupe synthétique. Ces successions avaient jusque là été assez peu étudiées d'un point de vue paléoenvironnemental et séquentiel. Les brachiopodes ont permis de préciser le cadre biostratigraphique du Berry (et notamment de confirmer l'équivalence stratigraphique des Calcaires de Morthomiers, de Von et de Bourges).

Le schéma de corrélation Berry-Lorraine intégrant la biostratigraphie et la stratigraphie séquentielle permet le placement de la limite entre les zones à Planula et Platynota en calendrier téthysien. Les corrélations plus étendues vers la Charente, la Bourgogne et le Jura permettent de soumettre de nouvelles équivalences de formations et associent le maximum regressif KIM1 à la limite Planula/Platynota.

La matière organique soluble des marnes de la succession du Membre de Flodigarry (Ile de Skye, Écosse), coupe considérée comme un stratotype de limite potentiel (Wierzbowski *et al.*, 2006), a

été analysée. Les résultats n'apportent pas de nouveaux éléments stratigraphiques corroborant le placement d'une limite au sein de cette coupe. En revanche, on note dans les échantillons la présence de biomarqueurs de plantes très bien préservés (ferruginol, sugiol, rétène, etc.). La part de la contribution continentale est importante et précise la situation paléogéographique de cette île des Hébrides, c'est-à-dire relativement proche de massifs émergés (Massif Ecossais, Plate-forme des Hébrides). Les indices moléculaires permettent également de détailler la nature de la paléovégétation qui serait composée en grande partie de Pinophytes, notamment appartenant aux familles des Cupressaceae, Taxodiaceae ou Cheirolepidiaceae. Un banc se singularise au sein de la coupe (le banc 38) par sa nature très bitumineuse et sa signature géochimique (contribution marine plus importante, *n*-alcanes à courte chaine, CPI≈1, $n\text{-}C_{24}^{+}/n\text{-}C_{24}^{-}$ et $\delta^{18}O$ très faibles). Ce banc pourrait éventuellement représenter une surface de maximum transgressif au sein de la zone à Baylei, entre les limites de séquences OX8 et KIM1 de Hardenbol *et al*. (1998).

Perspectives

Cette thèse ouvre de nombreuses perspectives. Les trois points détaillés ci-dessous sont les projets qui me semblent les plus importants.

- **Micropaléontologie :**

L'étude des assemblages de microfossiles apporte un nouvel outil permettant d'entrevoir les fluctuations du niveau marin relatif dans des environnements lagonaires moins favorables à l'enregistrement des variations eustatiques que les profils de rampes ouvertes sur le large. Afin de préciser les assemblages caractérisant les moments de bas et de haut niveau marin relatif et de mieux comprendre leurs affinités paléoécologiques, il serait intéressant de préciser la détermination des foraminifères en multipliant le nombre de lames minces. La validation des interprétations de l'article en annexe 1 nécessiterait de conforter les observations dans les lames du bassin de Paris par une étude sur d'autres coupes présentant des faciès comparables. Les foraminifères du Jura méridional (France), du Jura suisse et des Préalpes ont fait l'objet d'un grand nombre d'études systématiques (*e.g.* Wernli, 1971 ; Septfontaine 1971 ; Clerc, 2005 ; etc.). Pour autant, des analyses statistiques des populations restent à tenter dans des successions du Jura. Par ailleurs, dans l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien, des coupes situées dans le Boulonnais ou dans le Bassin aquitain, sous d'autres paléolatitudes, pourraient faire l'objet d'une étude micropaléontologique et statistique comparative et ainsi affiner les hypothèses de stratigraphie séquentielle et de courantologie.

- **Crise des carbonates, courants et climat :**

L'étendue de la plate-forme carbonatée oxfordienne reste un fait quasi unique dans le Mésozoïque (la plate-forme bajocienne étant toutefois comparable). Des environnements de plate-forme tropicale se retrouvent à l'Urgonien, au Miocène et sont présentes dans l'Actuel aux Bahamas, dans le Golfe du Mexique, en Indonésie... L'ennoiement de la plate-forme oxfordienne et le changement de production à l'échelle du bassin de Paris comme l'ennoiement des diverses plates-formes restent encore à clarifier à l'échelle du continent. A terme, des études sur l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur d'autres régions, pluridisciplinaires comme celles qui ont été menées dans cette thèse

permettront d'une part, de préciser le cadre biostratigraphique et d'autre part à mieux comprendre les crises de la production carbonatée. Il faudrait multiplier les observations et les analyses dans l'ensemble de la plate-forme carbonatée ouest-européenne pour pouvoir corréler les cycles eustatiques et évaluer l'ampleur des changements courantologiques et des variations climatiques. Au stade final de cette thèse, plusieurs hypothèses sur l'origine du renforcement des apports d'eaux froides d'origine boréale observés dans les Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à astartes et expliquant la prédominance des faunes boréales à partir de la zone à Cymodoce, peuvent être imaginées. Deux d'entre elles sont figurées ici (Fig. 7.1). Dans le cas de la figure 7.1.a, les courants boréaux prennent le pas sur les courants téthysiens qui remontent difficilement vers le Nord durant les saisons froides (Sellwood et Valdes, 2008) et donc potentiellement durant les périodes froides plus longues. Puisque la limite O/K est caractérisée par une période de très bas niveau marin relatif, la mise en place d'une barrière physique du cas 7.1.b peut stopper les courants téthysiens, permettant indirectement le renforcement des courants venant du Nord.

Des points importants dans la compréhension de la direction et l'intensité des courants océaniques pourraient être éclaircis par l'étude des forages effectués en Mer du Nord (point 1 de la fig. 7.1). Les données de forage de l'Atlantique (Fig. 7.1 point 2) permettraient également de mieux comprendre les influences du proto-Atlantique sur les eaux boréales et téthysiennes.

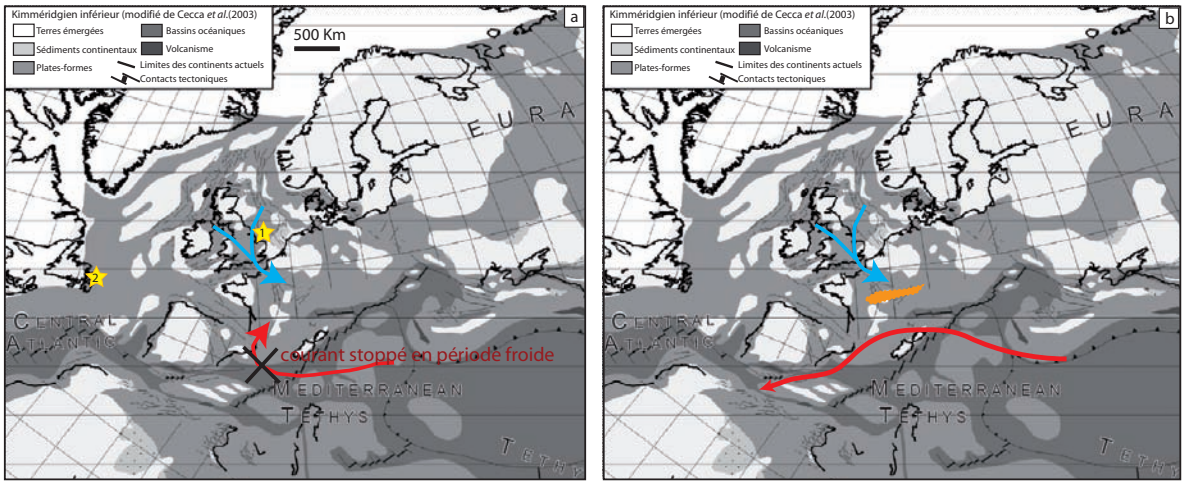


Figure 7.1. Carte paléogéographique du Kimméridgien inférieur (modifiée de Cecca *et al.*, 2003) ; hypothèse a : les courants provenant de l'océan Arctique s'accentuent durant les périodes froides ; hypothèse b : une barrière se met en place au sud du Bassin parisien, limitant l'influence des courants d'origine téthysienne.

- **Études complémentaires et projets concernant l'Ile de Skye et le GSSP**

Les travaux concernant la coupe de Flodigarry sur l'Ile de Skye sont assez nombreux mais la paléontologie des taxons autres que bélemnites et ammonites reste imprécise. **(1)** Les bivalves pourraient être plus amplement étudiés puisque des spécimens présentent les caractères clefs d'identification (notamment la charnière), souvent non disponibles dans les calcaires durs du Bassin parisien. La famille des Astartidae devrait faire l'objet par ailleurs d'une révision globale car la caractérisation des genres et des espèces n'est pas homogène. Les synonymies restent nombreuses et rendent donc les déterminations très difficiles. **(2)** Bien que Riding et Thomas (1997) aient étudié les

palynomorphes de la succession de la baie de Staffin, leur publication concerne essentiellement les dinoflagellés. Or, des informations plus détaillées sur les pollens et les spores pourraient apporter de précieuses informations quant à la paléovégétation des massifs à proximité. Elles pourraient aussi apporter des précisions au cadre séquentiel en donnant des arguments pour l'analyse des fluctuations du niveau marin et de la distalité. Des déterminations précises des pollens et spores permettant d'effectuer des comptages pourraient renseigner davantage sur les taxons de Pinophytes évoqués grâce à l'analyse de la matière organique soluble.

Les rapports du groupe de travail du Kimméridgien (dirigé par A. Wierzbowski) de l'International Commission on Stratigraphy indiquent que les travaux concernant la base du Kimméridgien se multiplient. La proposition d'un stratotype pour la limite O/K sur l'Ile de Skye soulève régulièrement les problèmes de corrélations entre les provinces subméditerranéenne et subboréale. Il me paraît délicat d'établir un stratotype de limite :

- sur des arguments biostratigraphiques (principalement des ammonites) ne concernant pour le moment que le royaume boréal, ce qui semble être une zone géographique limitée au Jurassique supérieur (qu'en est-il des royaumes Téthysien et Pacifique, recouvrant les 9/10ème de la planète ?)
- qui propose la limite à partir d'un horizon (horizon *flodigarriensis*) contenant une ammonite endémique et donc propre à cette coupe
- caractérisée par une zonation biostratigraphique non continue dans une seule charte d'ammonites mais provenant de deux provinces biogéographiques différentes (boréales et subboréales)
- se situant sur un affleurement accessible uniquement à marée basse, traversé de filons et recouvert de blocs de dolérite cénozoïque et d'algues qui rendent l'accès assez périlleux
- constitué d'une succession faillée dont les bancs repères sont difficilement reconnaissables.

Bien que la notion de Global Stratotype Section and Point souffre encore de sa jeunesse et ne fasse pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique (Walsh, Gradstein et Ogg, 2004), le GSSP est officiellement devenu depuis 1986 (Cowie, 1986) la coupe de référence qui définit les limites d'étages géologiques.

Remane *et al.* ont publié en 1996 un Règlement révisé pour l'établissement des standards chronostratigraphiques par l'International Commission on Stratigraphy. Ce document résume les conditions d'acceptation d'un GSSP et le titre d'un de ses paragraphes est le suivant: «Correlation precedes definition». On ne peut tout simplement pas définir un GSSP sans avoir au préalable établi des corrélations avec d'autres coupes dans les autres régions du monde.

Dans cette logique, il serait nécessaire d'apporter plus d'attention à la carte des affleurements du royaume téthysien et inciter la communauté stratigraphique à envisager la définition d'une coupe alternative, analogue téthysien de la coupe de Flodigarry.

Les études sur cette coupe qui se doit d'être continue devraient rivaliser en termes d'abondance d'indices fossiles variés, et non focalisé sur les ammonites, puisque l'acceptation d'un stratotype par l'ICS est conditionnée aujourd'hui à la prise en compte d'une multitude d'indices lithologiques, géochimiques, radiochronologiques, magnétostratigraphiques et géodynamiques à travers la

stratigraphie séquentielle, ainsi que des outils qui sont actuellement en plein développement : géochimie organique ou astrochronologie.

Ce candidat alternatif n'existe pas encore, on peut émettre le souhait que ce travail permettra de faire naître un intérêt pour la meilleure définition d'un stratotype de limite Oxfordien/Kimméridgien …

Références bibliographiques

-A-

Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H. et Visscher H. (2001) Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, 30, pp. 231-256.

Aguirre J. et Riding R. (2005) Dasycladacean algal biodiversity compared with global variations in temperature and sea level over the past 350 Myr. *Palaios*, 20, pp. 581-588.

Alcaydé et Debrand-Passard S. (1980) Carte géologique 1/50000 de Levroux. BRGM.

Alméras Y., Boullier A. et Laurin B. (1990) Les zones de brachiopodes du Jurassique en France. *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté*, 4, pp. 3-30.

Alméras Y. et Lathuilière B. (1984) Paléontologie et paléoécologie de *Parvirhynchia parvula* (Deslongchamps), brachiopode récifal et périrécifal du Bajocien moyen. *Geobios*, 17, pp. 797-829.

Alméras Y., Boullier A. et Laurin B. (1994) La zonation du Jurassique Français par les Brachiopodes : limites de résolution. *Geobios*, 27, pp. 69-77.

Anderson T. F. et Arthur M. A. (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleonvironmental problems. In Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Vol. Short Course10 (Ed. M.A. Arthur A., T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 1-151.

André G., Hibsch C., Beaudoin B., Carpentier C., Fourcade S., Cathelineau M. et Elion P. (2004) Filons sédimentaires oxfordiens : implications tectoniques et diagénétiques pour l'Est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France,* 175, pp. 595-605.

André G., Hibsch C., Fourcade S., Cathelineau M. et Buschaert S. (2010) Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: microtectonic and isotopic evidence of major Cainozoic events in the eastern Paris Basin (France). *Tectonophysics*, 490, pp. 214-228.

Arkell W. J. (1956) Jurassic geology of the world, Ed.Oliver & Boyd, Edinburgh and London, 800 p.

Armendáriz M., Rosales I. et Quesada C. (2008) Oxygen isotope and Mg/Ca composition of Late Visean (Mississippian) brachiopod shells from SW Iberia: palaeoclimatic and palaeogeographic implications in northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268, pp. 65-79.

Armstrong R. L. (1978) Pre-Cenozoic Phanerozoic time scale-computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay-constant revisions. In Contributions to the geologic time scale (Eds. Cohee G., Glaessner M. et Hedberg H.) AAPG, Okla, pp. 73-91.

Astruc J.-G., Bruxelles L. et Ciszak R. (2008) Livret-Guide, Excursions en Quercy Journées AFK/AGSO/CFH 11, 12, 13 et 14 septembre 2008.

Atrops F. et Benest M. (1986) Stratigraphie du Jurassique supérieur du djebel Bechtout au nord-ouest de Tiaret (Bordure sud-tellienne, Algérie) ; comparaison avec le Bou Rheddou. *Geobios*, 19, pp. 855-862.

Atrops F., Gygi R., Matyja B. A. et Wierzbowski A. (1993) The Amoeboceras faunas in the Middle Oxfordian - Lower Kimmeridgian, submediterranean succession, and their correlation value. *Acta Geologica Polonica*, 43, pp. 231-227.

Aurell M., Robles S., Badenas B., Rosales I., Quesada S., Melendez G. et Garcia-Ramos J. C. (2003) Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, pp. 239-271.

Aurell M. et Badenas B. (2004) Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (late Kimmeridgian, NE Spain). *Geological Magazine*, 141, pp. 717-733.

-B-

Babin C., Delance J.-H., Emig C. et Racheboeuf P. R. (1992) Brachiopodes et Mollusques bivalves : concurrence ou indifférence? *Geobios*, 14, pp. 35-44.

Barker M. J. (1990) The palaeobiology of Nerinacean gastropods. *Historical biology*, 3, pp. 249-264.

Barrier P. et Gagnaison C. (2005) Carte géologique 1/50000 Le Blanc, BRGM.

Barski M., Matyja B. A. et Wierzbowki A. (2005) The ammonite-dinocyst subdivisions correlation at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the Bartoszyce IG 1 and Kcynia IG IV. *Volumina Jurassica III*.

Barthel K. W. (1974) Black pebbles, fossil and recent, on and near coral islands. Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium, Brisbane, 2, pp. 395-399.

Bartolini A., Pittet B., Mattioli E. et Hunziker J. C. (2003) Shallow-platform palaeoenvironmental conditions recorded in deep-shelf sediments: C and O stable isotopes in upper Jurassic sections of southern Germany (Oxfordian-Kimmeridgian). *Sedimentary Geology*, 160, pp. 107-130.

Bassoullet J.-P., Bernier P., Conrad M. A., Deloffre R. et Jaffrezo M. (1978) Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. *Geobios*, Mémoire spécial 2, 330 p.

Beauvais L. (1964) Etude stratigraphique et paléontologique des formations à madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et de l'Est du Bassin de Paris, Mémoire de la Société géologique de France 100.

Beck J. W., Edwards R. L., Ito E., Taylor R. W., Recy J., Rougerie F., Joannot P. et Henin C. (1992) Sea-surface temperature from coral Sr/Ca ratios. 4th Int. Conf. on Paleoceanography, p. 59.

Benzaggagh M. et Atrops F. (1996) Répartition stratigraphique des principales espèces de "microproblématiques" dans le Malm supérieur-Berriasien du prérif interne et du Mésorif (Maroc). Biozonation et corrélation avec les zones d'ammonites et de calpionelles. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 322, pp. 661-668.

Berger S. et Kaever M. J. (1992) Dasycladales: an illustrated monograph of a fascinating algal order, Ed. Thieme, Stuttgart, 274 p.

Berlin T. S., Kiprikova E. L., Naydin D. P., Polyakova I. D., Saks V. N., Teys R. V. et Khabokov A. V. (1967) Jurassic and Cretaceous climate in northern USSR from paleotemperature determinations. *International Geology review*, 9, pp. 1080-1092.

Bernard P. (1988) La plate-forme carbonatée Niverno-Icaunaise à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien, Thèse, Université de Bourgogne, Dijon, 294 p.

Bernhard J. M. (1986) Characteristic assemblages and morphologies from anoxic organic rich deposits: Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16, pp. 207-215.

Berner R. A. et Kothavala Z. (2001) Geocarb III: A Revised Model of Atmospheric CO2 over Phanerozoic Time. *American journal of Science*, 301, pp. 182-204.

Bernier P. (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional, stratigraphie, micropaléontologie et sédimentologie, Thèse, Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, Université de Lyon 1, 803 p.

Besse J. et Courtillot V. (1991) Revised and synthetic apparent wolar path for the African, Eurasian North American and Indian plates and true polar wander since 200 Ma. *Journal of Geophysical Resesearch*, 96 p.

Bignot G. (1982) Les microfossiles, Ed. Dunod Université, Paris.

Birkelund T. et Callomon J. H. (1985) The Kimmeridgian ammonite faunas of Milne Land, Central East Greenland. *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, 153, pp. 1-56.

Blumer M. (1965) Organic pigments: their long-term fate. *Science*, 149, pp.722-726.

Bodeur Y. (1994) Les calcaires lithographiques du Jurassique supérieur du Causse de Blandas-Montdardier (Languedoc, France) dans leur contexte paléostructural. *Geobios*, 27, pp. 219-225.

Bosence D. W. J. (1979) The factors leading to aggregation and reef formation in *Serpula vermicularis* L. In Biology and systematic of colonial organisms, Academic Press (Ed. Rosen G. L. a. B. R.) Systematics Association Special Volume 11, Londres, pp. 299-318.

Bouadoua M.-S. (2006) Découverte de *Sievoides kocyigiti* Farinacci et Ekmekci dans le Jurassique supérieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, section Sciences de la Terre 28, pp. 1-7.

Boudagher-Fadel M. K., Rose E. P. F., Bosence D. W. J. et Lord A. R. (2001) Lower Jurassic Foraminifera and calcified microflora from Gibraltar, Western Mediterranean. *Palaeontology*, 44, pp. 601-621.

Boulanger C. et Bertera E. (1850) Carte géologique et textes explicatifs du département du Cher, BRGM.

Boulila S., Galbrun B., Hinnov L. A., Collin P. Y., Ogg J. G., Fortwengler D. et Marchand D. (2009) Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research*, 22, pp. 717-732.

Boullier A. (1980) Essai de zonation de l'Oxfordien et du Kimméridgien français au moyen des Térébratulidés (Brachiopodes). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(22), pp. 599-606.

Boullier A. (1981) Le genre *Postepithyris* MAKRIDIN (Térébratulidés, Brachiopodes) dans l'Oxfordien et le Kimméridgien français. *Geobios*, 14, pp. 29-67.

Boullier A. (1984) Les associations de brachiopodes de l'Oxfordien supérieur du Berry. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 21, pp. 9-20.

Boullier A. (1989) Ontogenèse et lignées évolutives chez les Térébratulidés (brachiopodes) du Jurassique supérieur. *Geobios*, 12, pp. 93-98.

Boullier A. (1993) Intérêt des Brachiopodes jurassiques en paléobathymétrie. *Bulletin annuel de l'association géologique auboise*, 15, pp. 15-25.

Boullier A. (1999) Modalités évolutives chez les Térébratulidés mésozoïques (brachiopodes). *Bulletin annuel de l'association géologique auboise*, 20.

Boullier A., Barrier P., Lorenz J. et Gagnaison C. (2001) Apports des brachiopodes à la stratigraphie de l'Oxfordien de la marge sud du Bassin parisien. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 38, pp. 3-18.

Boyer D. L. et Droser M. L. (2007) Devonian monospecific assemblages: new insights into the ecology of reduced-oxygen depositional settings. *Lethaia*, 40, pp. 321-333.

Brachert T. (1992) Sequence stratigraphy and paleo-oceanography of an open-marine mixed carbonate/siliciclastic succession (Late Jurassic, Southern Germany). *Facies*, 27, pp. 191-216.

Brigaud B. (2006) Variations climatiques au Jurassique supérieur : enregistrement dans les carbonates néritiques de l'Est du Bassin de Paris. Mémoire de Master 2, Laboratoire Biogéosciences, Université de Bourgogne, Dijon, 50 p.

Brigaud B., Pucéat E., Pellenard P., Vincent B. et Joachimski M. M. (2008) Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, pp. 258-267.

Brigaud B., Durlet C., Deconinck J.-F., Vincent B., Pucéat E., Thierry J. et Trouiller A. (2009) Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: a sedimentological

and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). Sedimentary Geology, 222, pp. 181-206.

Brocks J. J. et Summons R. E. (2003) Sedimentary hydrocarbons, biomarkers for early life in Treatise on Geochemistry. In Biogeochemistry Vol. 8 (Eds. Holland H. D. et Turekian K. K.), pp. 63-115.

Brocks J. J., Grosjean E. et Logan G. A. (2008) Assessing biomarker syngeneity using branched alkanes with quaternary carbon (BAQCs) and other plastic contaminants. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, pp. 871-888.

Brongniart A. (1829) Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe ou essai sur la structure de la partie connue de la Terre, Paris.

Bucur I.I., Piteiu M.-A. et Săsăran E. (2004) The Mesozoic carbonate deposits from the borehole 6042 Deleni (Transylvanian depression). Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia, XLIX, pp. 27-48.

Buschaert S., Fourcade S., Cathelineau M., Deloule E., Martineau F., Ayt Ougougdal M. et Trouiller A. (2004) Widespread cementation induced by inflow of continental water in the eastern part of the Paris basin: O and C isotopic study of carbonate cements. Applied Geoche*mistry*, 19, pp. 1201-1215.

Buvignier A. (1852) Statistique géologique, minéralogique, minérallurgique et paléontologique du département de la Meuse, Ed. Baillère, 694 p.

Buvignier A. (1857) Observations sur le terrain jurassique de la partie orientale du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2, pp. 595-612.

-C-

Callomon J. (2004) Some comments on the proposals for the GSSP of the Kimmeridgian stage. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 31, pp. 21-24.

Callomon J. et Cope J. C. W. (1995) The Jurassic geology of Dorset. In Field geology of the British Jurassic (Ed. Taylor P. D.) Geological Society of London, Londres, pp. 51-104.

Callomon J. H. et Birkelund T. (1985) The ammonite zones of the boreal Volgian (Upper Jurassic) in East Greenland. *Arctic geology and geophysics*, pp. 349-369.

Cariou E. (1985) Biogéographie des ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8 t.1(5), pp. 679-697.

Cariou E. et Hantzpergue P. (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, Mém.17, 422 p.

Cariou E. (2009) Dynamique sédimentaire et paléoenvironnements dans le Jura central au Jurassique supérieur. Mémoire Master 2, Laboratoire Paléoenvironnements et Paléobiosphère, Université C. Bernard, Lyon, 38 p.

Carpentier C. (2004) Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de L'Est du bassin de Paris, Thèse, Laboratoire G2R, Université H. Poincaré, Nancy, 470 p.

Carpentier C., Lathuilière B. et Ferry S. (2004) La plate-forme carbonatée oxfordienne de Lorraine: arguments pour une ouverture vers la mer Germanique. *Comptes rendus Geoscience*, 336, pp. 59-66.

Carpentier C., Martin-Garin B., Lathuilière B. et Ferry S. (2006) Correlation of reefal Oxfordian episodes and climatic implications in the eastern Paris Basin (France). *Terra Nova*, 18, pp. 191-201.

Carpentier C., Lathuilière B., Ferry S. et Sausse J. (2007) Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France). *Sedimentary Geology*, 197 (3-4), pp. 235-266.

Carras N., Conrad M. A. et Radoičić R. (2006) *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 25, pp. 457-517.

Cecca F., Fourcade E. et Azema J. (1992) The disappearance of the "Ammonitico Rosso*"*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, pp. 55-70.

Cecca F., Azema J., Fourcade E., Baudin F., Guiraud R., Ricou L. E. et Wever P. D. (1993) Early Kimmeridgian (146-144 Ma.). In Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps (Ed. Dercourt J., Ricou L. E. et Vrielynck B.), pp. 97-112.

Cecca F. (2002) Palaeobiogeography of marine fossil invertebrates. Concepts and methods, Londres et New York, Ed. Taylor et Francis, 273 p.

Cecca F. et Westermann G. E. G. (2003) Towards a guide to palaeobiogeographic classification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, pp. 179-181.

Cecca F., Martin Garin B., Marchand D., Lathuilière B. et Bartolini A. (2005) Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222, pp. 10-32.

Cecca F. et Savary B. (2007) Palaeontological study of Middle Oxfordian-Early Kimmeridgian (Late Jurassic) ammonites from the Rosso Ammonitico of Monte Inici (north-western Sicily, Italy). *Geodiversitas*, 29, pp. 507-548.

Charbonnier S. (2007) Le Lagerstätte de La Voulte-sur-rhône (France, Callovien): paléoenvironnement, biodiversité et taphonomie, Thèse, Laboratoire PEPS, Université C. Bernard, Lyon, 136 p.

Checa A., Jiménez-López C., Rodríguez-Navarro A. et Machado J. (2007) Precipitation of aragonite by calcitic bivalves in Mg-enriched marine waters. *Marine Biology*, 150, pp. 819-827.

Chevalier F., Garcia J.-P., Quesne D., Guiraud M. et Menot J.-C. (2001) Corrélations et interprétations génétiques dans les formations récifales oxfordiennes de la haute vallée de l'Yonne (sud-est du bassin de Paris, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, pp. 69-84.

Chevalier T. (1989) Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien *pars*) dans le Jura français et les régions voisines, Thèse, Université C. Bernard, Lyon, 194 p.

Choffat P. (1885-1888) Description de la faune jurassique du Portugal. Mémoires de la Direction des Travaux géologiques du Portugal.

Ciampo G. (2003) Reconstruction of Late Pleistocene-Holocene palaeobathymetries from Ostracoda on the Tyrrhenian continental shelf. *Geobios*, 36, pp. 1-11.

Clerc C. (2005) Les Miliolina (Foraminifères porcelanés) du Dogger du Jura méridional (France): systématique, stratigraphie et paléoenvironnement, Thèse, Terre et environnement 56, Section sciences de la Terre, Université de Genève, Genève, 250 p.

Cochet F., Ferry S. et Enay R. et Contini D. (1994) Passage Oxfordien -Kimméridgien dans les carbonates du Jura français au bassin vocontien. Régression forcée et cortège transgressif. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 319(2), pp. 1041-1047.

Cohen A. S. (2004) The rhenium-osmium isotope system: applications to geochronological and palaeoenvironmental problems. *Journal of the geological Society*, 161, pp. 729-734.

Cojan I. et Renard M. (2006) Sédimentologie, Ed. Dunod, Paris.

Colombié C., N., Rameil (2007) Tethyan-to-boreal correlation in the Kimmeridgian using high-resolution sequence stratigraphy (Vocontian Basin, Swiss Jura, Boulonnais, Dorset). *International Journal of Earth Sciences*, 96, pp. 567-591.

Contaut H. (1951) Séquanien dans la région de Vaucouleurs. *Bulletin de l'Académie Lorraine des Sciences*, 10, pp. 37-40.

Corliss B. H. (1985) Microhabitat of benthic foraminifera with deep sea sediments. *Nature*, 314, pp. 435-438.

Cossmann M. (1898) Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques. Gastéropodes nérinées. *Mémoire de la Société géologique de France*, 8, pp. 1-17.

Cottreau J. (1932) Types du Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle de d'Orbigny (1). Tom. II. Kimméridgien-Portlandien. *Annales de paléontologie*, 21, pp. 193-223.

Couroy G. (1927) Synchronisme des horizons jurassiques de l'est du bassin de Pars. *Bulletin de la Société géologique de France*, série 4, pp. 95.

Courville P., Crônier C., Collin P.-Y., Blosse C. et Lorin S. (2007) Intérêts environnemental et chronologique des bioaccumulations à brachiopodes. Exemple de l'Oxfordien supérieur (Jurassique supérieur) du Bassin parisien (France). *Comptes Rendus Palevol*, 6, pp. 87-101.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., Bassett M.G. et J. R. (1986) Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Courier Forschunginstitut Senckenberg*, 83, pp. 1-14.

Cox B. M. et Sumbler M. G. (1994) The Oxfordian-Kimmeridgian boundary beds in Southern England (Dorset to Fenland). *Geobios*, 27, pp. 133-140.

Cross A. T., Thompson G. G. et Zaitzeff J. B. (1966) Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments: southern part of the Gulf of California. *Marine Geology*, 4, pp. 467-524.

-D-

Dahanayake K. (1974) Les oncolithes du Jura français : classification-formation-répartition séquentielle et milieux de dépôt, Thèse, Université H. Poincaré, Nancy, 106 p.

David J. (1998) Adaptation morphologique, croissance et production bioclastique chez les crinoïdes pédonculés actuels et fossiles (Pentacrines et Millericrinina) application paléoécologique aux gisements du Jurassique supérieur des charentes et du Nord-est du bassin de Paris Thèse, Reims, 2 tomes, 551 p.

de Grossouvre A. (1897) Oxfordien et Rauracien de l'Est et du Sud-Ouest. *Bulletin de la Société géologique de France*, 9, pp. 269-274.

de Lapparent A.-A. (1897) Notions générales sur l'écorce terrestre, Masson, Paris, 156 p.

de Loriol P., Royer E. et Tombeck H. (1872) Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. *Mémoires de la Société linnéenne de Normandie*, 16, 542 p.

d'Orbigny A. (1850) Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, Ed. Masson, Paris, France.

Debrand-Passard S. (1972) Carte géologique 1/50000 de Châteauroux. BRGM.

Debrand-Passard S., A. Andreieff, A. Boullier, Chateauneuf J. J., Delance J. H., Fauconnier D., Jacob J., Laurin B., Lorenz J., Marchand D. et Tintant H. (1978) Répartition des faunes d'ammonites, de brachiopodes, d'ostracodes, de foraminifères et des flores dans les principales formations lithologiques du Jurassique supérieur de la Champagne berrichonne, départements du Cher et de l'Indre. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 15, pp. 33-51.

Debrand-Passard S. (1979) Le Calcaire de Von : formation à spongiaires d'âge Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne occidentale (départements de l'Indre et du Cher). Analyse des principaux faciès et de leur répartition. *Bulletin du BRGM*, 1, pp. 205-211.

Debrand-Passard S. (1982) Le Jurassique Supérieur du Berry (Sud du Bassin de Paris). *Mémoire du BRGM*, Vol. 119.

Debrand-Passard S., Courbouleix S. et Lienhardt M.-J. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du BRGM,* Vol. 125.

Dechaseaux C. (1932) L'Oxfordien supérieur de la bordure est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5, pp. 353-390.

Dechaseaux C. (1938) *Oxytoma* jurassiques de Lorraine. *Journal de Conchyologie*, 82, pp. 144-153.

Dechaseaux G. (1936a) Limidés jurassiques de l'Est du bassin de Paris. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 2(8), 58 p.

Dechaseaux G. (1936b) Pectinidés jurassiques de l'Est du bassin de Paris, révision et biogéographie. *Annales de paléontologie*, t.25, 148 p.

Dercourt J., Ricou L. E. et Vrielynck B. (1993) Atlas Tethys palaeoenvironnemental maps. Gauthier-Villards, 307 p.

Dietrich W. O. (1926) Steinkorallen des Malms und der Unterkreide im südlichen Deutsch-Ostafrika. *Palaeontographica*, Stuttgart.

Douvillé H. et Jourdy E. (1874) Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le Berry. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3.

Dragastan O. (1981) Mesozoic Dasycladaceae from Romania: Distribution and Biostratigraphical Importance. *Facies*, 4, pp. 165-196.

Dromart G., Garcia J. P., Picard S., Atrops F., Lécuyer C. et Sheppard S. M. F. (2003a) Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, 213, pp. 205-220.

Dromart G., Garcia J.-P., Gaumet F., Picard S., Rousseau M., Atrops F., Lecuyer C. et Sheppard S. M. F. (2003b) Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 303, pp. 667-707.

Dugué O. (1991) Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin Anglo-Parisien au Callovo-Oxfordien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81, pp. 323-346.

Dunham R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks, mém. 1 (Ed. Ham W. E.) A.A.P.G., Tulsa, pp. 108-121.

Dupraz C. (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français), Thèse, Université de Fribourg, Fribourg, 200 p.

Dupraz C. et Strasser A. (1999) Microbialites and microencrusters in shallow coral bioherms (Middle to late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 40, pp. 101-130.

Durand A. (1932) L'étage Kiméridgien dans les départements de la Meuse et de la Haute-Marne. *Bulletin de la Société géologique de France*, série 5.

Dwyer G. S., Cronin T. M., Baker P. A., Raymo M. E., Buzas J. S. et Correge T. (1995) North Atlantic deepwater temperature change during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles. *Science*, 270, pp. 1347-1351.

-F-

Elie M., Faure P., Michels R., Landais P. et Griffault L. (2000) Natural and laboratory oxidation of low-organic-carbon-content sediments: comparison of chemical changes in hydrocarbons. *Energy and Fuel*, 14, pp. 854–861.

Emiliani C. (1955) Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, pp. 538-578.

Enay R. (1980) Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétations paléogéographiques et conséquences paléobiogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 22, pp. 581-590.

Enay R. (2000a) Une faune d'ammonites inédite du Kimméridgien inférieur à Molinges (Jura) et la limite Oxfordien-kimméridgien dans le faisceau externe du Jura méridional. *Géologie de la France*, 4, pp. 3-19.

Enay R. (2000b) Recalage biostratigraphique et datation nouvelle de surfaces d'émersion du Kimméridgien-Tithonien dans le Jura méridional et conséquences sur leur interprétation séquentielle. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171, pp. 665-671.

Enay R. et Boullier A. (1981) L'âge du complexe récifal des côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris. *Geobios*, 14, pp. 727-771.

Enay R., Contini D. et Boullier A. (1988) Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81, pp. 295-363.

Enay R. et Debrand-Passard S. (2005) Présence de *Trenerites* SARTI (Ammonitina, Idoceratinae) dans le Kimméridgien inférieur du Berry (sud du Bassin de Paris). Genève, *Revue de Paléobiologie*, 24, pp. 97-109.

Enay R., Hantzpergue P., Soussi M. et Mangold C. (2005) La limite Kimmeridgien-Tithonien et l'âge des formations du Jurassique supérieur de la Dorsale tunisienne, comparaisons avec l'Algérie et la Sicile. *Geobios*, 38, pp. 437-450.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A. et Urey H. C. (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64, pp. 1315-1326.

Fabre J.-M. (1838) Description physique du département du Cher et considération géologique sur le mode de formation des terrains métazoïques. In Mémoire pour servir à la statistique du département du Cher, Bourges, 192 p.

Filippi R. (2009) Le Calcaire crayeux de Bourges. Aperçus géologique, paléoécologique et historique. Association géologique du Cher, Les petits cahiers de géologie du Cher, Bourges, 79 p.

Fischer J.-C. (1997) Révision critique de la Paléontologie française d'Alcide d'Orbigny, Vol. II Gastropodes jurassiques. Masson-MNHN, Paris, 300 p.

Flamand D. (1978) Les calcaires à spongiaires de l'Oxfordien supérieur de la Champagne berrichonne occidentale. Thèse, Université d'Orléans, 152 p.

Flügel E. (1985) Diversity and environments of Permian and Triassic dasycladacean algae In Paleoalgology: Contemporary Research and Applications. Ed. Toomey D. F., and Nitecki, M.H., Springer-Verlag, Berlin, pp. 344-351.

Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Ed. Springer, Germany, 976 p.

Foster P. et Chacko J. (1995) Minor and trace elements in the shell of *Patella vulgata* (L.). *Marine Environmental Research*, 40, pp. 55-76.

Francis A. et Hallam A. (2003) Ecology and evolution of Jurassic trigoniid bivalves in Europe. *Lethaia*, 36, pp. 287-304.

Frakes L. A., Francis J. E. et Syktus J. I. (1992) Climate Modes of the Phanerozoic, Cambridge Univ. Press, New York, 274.

Friedman I. et O'Neil J. R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In Data of Geochemistry. 6th ed. Unites States Geological Survey Professional Paper 440-KK (Ed. Fleischer M.).

Fujita K. et Hallock P. (1999) A comparison of phytal substrate preferences of *Archaias angulatus* and *Sorites orbiculus* in mixed macroalgal-seagrass beds in Florida Bay. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, pp. 143-151.

Fürsich F. T. (1977) Corallian (upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy. *Palaeontology*, 20(2):337-385.

Fürsich F. T. et Werner W. (1984) Salinity zonation of benthic associations in the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal). *Geobios*, 17, pp. 85-92.

Fürsich F. T. et Werner W. (1986) Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, Stuttgart, 172(3), pp. 271-329.

Fürsich F. T. et Werner W. (1989) Taxonomy and ecology of Juranomya calcibyssata gen et sp. nov; a widespread anomiid bivalve from the upper Jurassic of Portugal. *Geobios*, 22(3), pp. 25-337.

Fürsich F. T. et Heinze M. (1998) Contribution to the Jurassic of Kachchh, western India. VI. The bivalve fauna. Part III. Subclass Palaeoheterodonta (Order Trigonioida). *Beringeria*, 21, pp. 151-168.

Fürsich F. T., Heinze M. et Jaitly A. K. (2000) Contribution to the Jurassic of Kachchh, western India. VIII. The bivalve fauna. Part IV. Subclass Heterodonta. *Beringeria*, 27, pp.63-146.

-G-

Gaillard C. (1978) Révision de l'ichnogenre Coprulus Richter et Richter, 1939, et description de quelques nouvelles espèces du Jurassique supérieur. *Geobios*, 11, pp. 439-455.

Gaillard C. (1983) Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. Thèse, Université C. Bernard Lyon, 515 p.

Gajurel A. P., France-Lanord C., Huyghe P., Guilmette C. et Gurung D. (2006) C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain. *Chemical Geology*, 233, pp. 156-183.

Gallois R. W. et Cox B. M. (1976) The stratigraphy of the lower Kimmeridge clay of eastern England. *Proceedings of the Yorkshire geological society*, 41: part 1(2), pp. 13-26.

Gallois R. (2005) Correlation of the Kimmeridgian succession of the Normandy coast, northern France with that of the Dorset-type area, southern England. *Comptes Rendus Geosciences*, 337, pp. 347-355.

Galloway J. J. (1956) A bibliography of the Order Stromatoporoidea. *Journal of Paleontology*, 30, pp. 170-185.

Galloway W. E. (1989a) Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I : Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, pp. 125-142.

Galloway W. E. (1989b) Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II : Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, pp. 143-154.

Gammon P. R. et James N. P. (2001) Palaeogeographical influence on Late Eocene biosiliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. *Sedimentology*, 48, pp. 559-584.

Garcia J.-P. et Dromart G. (1997) The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. *Sedimentary Geology*, 114, pp. 55-61.

Gardner R. N. et Campbell H. J. (2002) Middle to Late Jurassic bivalves of the subfamily Astartinae from New Zealand and New Caledonia. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45, pp. 1-51.

George S. C., Volk H., Romero-Sarmiento M.-F., Dutkiewicz A. et Mossman D. J. (2010) Diisopropyl naphthalenes: Environmental contaminants of increasing importance for organic geochemical studies. *Organic Geochemistry*, In Press, Corrected Proof.

Gély J.-P. et Lorenz J. (2009) Evénements majeurs dans le Jurassique du Sud du Bassin parisien. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 46, pp. 27-44.

Geyer O. (1969) The Ammonite genus *Sutneria* in the Upper Jurassic of Europe. *Lethaia*, 2, pp. 63-72.

Giot D., Debrand-Passard S., Casanova J., Negrel P., Wyns R., Roger J., Quesnel F., Robelin C. et Njitchoua T. (2001) Continentalisation dans le Sud du bassin de Paris, développement d'un profil d'altération de type calcrète. In Livre des résumés, 8ème Congrès Français de Sédimentologie, Vol. 36 (Ed, ASF) Paris, p. 175.

Giraud F. (2009) Calcareous nannofossil productivity and carbonate production across the Middle-Late Jurassic transition in the French Subalpine Basin. *Geobios*, 42, pp. 699-714.

Golonka J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, pp. 235-273.

Gradstein F. M., Ogg J. G. et Smith A. G. (2004) A geologic time scale, Cambridge University Press, 610 p.

Granier B. (1987) The Lower Cretaceous of the Costa Blanca between Busot and Altea, Alicante (Spain): Biostratigraphy, Sedimentology, tectono-sedimentary Evolution. Thèse, Mémoire des Sciences de la Terre, Université P. et M. Curie, Paris, 290 p.

Granier B. (1988) Algues Chlorophyceae du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur en Alicante. *Mediterranea Serie de Estudios Geologicos,* 5, pp. 5-96.

Graversen O. (2006) The Jurassic-Cretaceous North Sea rift dome and associated basin evolution. In Search and Discovery Article for presentation at AAPG Annual Convention 2005, Modifié du résumé presenté AAPG Annual Convention, Calgary, 2005.

Greppin J. B. (1870) Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents compris dans Ia feuille Vn de l'atlas fédéral. In Matériaux pour la carte géologique de Suisse, 8.

Gröcke D. R., Price G. D., Ruffel A. H., Mutterlose J. et Baraboshkin E. (2003) Isotopic evidence for late Jurassic-early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, pp. 97-118.

Grosjean E. et Logan G. A. (2007) Incorporation of organic contaminants into geochemical samples and an assessment of potential sources: Examples from Geoscience Australia marine survey S282. *Organic Geochemistry*, 38, pp. 853-869.

Guillocheau F. (1991) Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 312, ser. II, pp. 1587-1593.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., strat P. L., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O. et Granjean G. (2000) Meso-cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, pp. 189-246.

Guillocheau F., Robin C., Mettraux M., Dagallier G., Robin F. X. et Le Solleuz A. (2002) Le Jurassique de l'Est du bassin de Paris. *Bulletin d'information du Bassin de Paris*, 39, pp. 23-47.

Guillong M., Horn I. et Günther D. (2003) A comparison of 266nm, 213nm and 193nm produced from a single solid state Nd:YAG laser for laser ablation ICP-MS. *Journal of analytical atomic spectrometry*, 18, pp. 1224-1230.

Gunter G. (1947) Paleoecological import of certain relationships of marine animal to salinity. *Journal of Paleontology*, Londres, 21(1), p.77-79.

Gušić I. (1970) The Algal Genera *Macroporella*, *Salpingoporella* and *Pianella* (Dasycladaceae). *Taxon*, 19, pp. 257-261.

Gygi R. A. (1986) Eustatic sea level changes of the Oxfordian (late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79, pp. 455-491.

Gygi R. A. et Persoz F. (1987) The epicontinental sea of Swabia (southern Germany) in the Late Jurassic - factors controlling sedimentation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 176, pp. 49-65.

Gygi R. A., Coe A. L. et Vail P. R. (1998) Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (late Jurassic) in northern Switzerland. *SEPM special publication*, 60, pp. 527-544.

-H-

Hägele G. (1997) Juraschnecken. Goldschneck verlag, Fossilien, 11, 144 p.

Hantzpergue P. et Debrand-Passard S. (1980) L'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien des Charentes (Bassin aquitain) et du Berry (Bassin parisien). Extension géographique des repères ammonitiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, pp. 369-375.

Hantzpergue P. (1985) Les discontinuités sédimentaires majeures dans le Kimméridgien français: chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. *Geobios*, 18, pp. 179-194.

Hantzpergue P. (1989) Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale: Biochronologie, systématique, évolution, paléobiogéographie. Thèse, Cahiers de paléontologie, CNRS, 428 p.

Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V., Olferiev A. et Zakharov V. (1998) The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces. *Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle*, vol. 179, pp. 9-33.

Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B., Jacquin T., de Graciansky P. C. et Vail P. R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM special publication*, 60, pp. 3-13.

Haug E. (1907) Traité de Géologie, I Les phénomènes géologiques, Paris.

Hautevelle Y. (2005) Géochimie organique des séries argilo-carbonatées du Callovo-Oxfordien de l'Est du bassin de Paris et d'Angleterre. Variabilités et implications paléoenvironementales. Thèse, Laboratoire G2R, Université H. Poincaré, Nancy, 366 p.

Hautevelle Y., Michels R., Malartre F., Elie M. et Trouiller A. (2007) Tracing of variabilities within a geological barrier by molecular organic geochemistry : case of the Callovo-Oxfordian sedimentary series in the East of the Paris Basin (France). *Applied Geochemistry*, 22, pp. 736-759.

Hautmann M. (2006) Shell mineralogical trends in epifaunal Mesozoic bivalves and their relationship to seawater chemistry and atmospheric carbon dioxide concentration. *Facies*, 52, pp. 417-433.

Hedgpeth J. W. (1957) Treatise on marine ecology and paleoecology. *Memoir of the Geological Society of America*, New York, 1(67), 1296 p.

Heinrich C. A., Pettke T., Alter W. E., Aigner-Torres M., Audétat A., Günther D., Bleinder D., Guillong M. et Horn I. (2003) Quantitative multi-element analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry. *Geochimica et cosmochimia Acta*, 67, pp. 3473-3496.

Hendry J. P. et Kalin R. M. (1997) Are oxygen and carbon isotopes of mollusc shells reliable palaeosalinity indicators in marginal marine environments? A case study from the Middle Jurassic of England. *Journal of the geological Society*, 154, pp. 321-333.

Hesketh R. A. P. et Underhill J. R. (2002) The biostratigraphic calibration of the Scottish and Outer Moray Firth Upper Jurassic successions: a new basis for the correlation of Late Oxfordian-Early Kimmeridgian Humber Group reservoirs in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 19, pp. 541-562.

Hibsch C., Lathuilière B., Carpentier C., Nori L., Lerouge G., Le-Roux J., Ott-D'estevou P., Fauvel P.-J., Chemillac R., Remy V., Leturcq T., Tilliet B. et André G. (2001) Cartographie géologique et structurale de l'environnement régional du site, Vol. 1. rapport ANDRA, Châtenay-Malabry, 95 p.

Huault V. (1994) Recherches palynologiques dans le Dogger de la bordure Sud-Est du Bassin de Paris; palynostratigraphie, analyse de l'évolution des assemblages microfloristiques et confrontation avec les variations du niveau marin relatif, Thèse Université de Dijon, Dijon, 226 p.

Huault V., Élie M. et Ruck-Mosser R. (2003) Variabilité spatiale du signal palynologique dans le bassin de Paris à la limite Dogger-MalmSpatial variability of palynological spectrum in the Paris Basin at the Dogger-Malm boundary. *Comptes Rendus Geosciences*, 335, pp. 401-409.

Humbert L. (1971) Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin ; l'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du bassin de Paris. Thèse Université de Nancy, 364 p.

Humbert L. (1976) Éléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires, Technip, Paris, 2 vol., 360 p.

-J-

Jacquin T., Dardeau G., Durlet C., de Graciansky J.-C. et Hantzpergue P. (1998) The North Sea cycle : an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *SEPM special publication*, 60, pp. 445-466.

Jank M. (2004) New insights into the development of the late Jurassic Reuchenette Formation of NW Switzerland: late Oxfordian to late Kimmeridgian, Jura Mountains. Thèse, Geologisch-Paläontologisches, Institut Basel, Basel, 122 p.

Jank M., A. Wetzel, C. Meyer (2006) Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. *Facies*, 52, pp. 487-519.

Jenkyns H. C. (2003) Evidence for rapid climate change in the Mesozoic and Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 361, pp. 1885-1916.

Jones C. E., Jenkyns H. C., Coe A. L. et Stephen H. P. (1994) Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, pp. 3061-3074.

Jones C. E. et Jenkyns H. C. (2001) Seawater Strontium Isotopes, Oceanic Anoxic Events, and Seafloor Hydrothermal Activity in the Jurassic and Cretaceous. *Am J Sci*, 301, pp. 112-149.

Jones R. W. et Charnock M. A. (1985) "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Revue de Paléobiologie*, 4, pp. 311-320.

-K-

Kelly J. C. et Webb J. A. (1999) The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125, pp. 99-114.

Killops S. D. et Killops V. J. (2005) Introduction to Organic Geochemistry, Blackwell Publishing, Oxford, 400 p.

Klein R. T., Lohmann K. C. et Thayer C. W. (1996) Sr/Ca and $^{13}C/^{12}C$ ratios in skeletal calcite of Mytilus trossulus: Covariation with metabolic rate, salinity, and carbon isotopic composition of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 4207-4221.

Koopmans M. P., Köster J., van Kaam-Peters H. M. E., Kenig F., Schouten S., Hartgers W. A., de Leeuw J. W. et Sinninghe Damsté J. S. (1996) Diagenetic and catagenic products of isorenieratene: Molecular indicators for photic zone anoxia. *Geochimica et Cosmochimica Acta Geologica Polonica*, 60, pp. 4467-4496.

Krajewski M. et Olszewska B. (2006) New data about microfacies and stratigraphy of the Late Jurassic Aj-Petri carbonate buildup (SW Crimea Mountains, S Ukraine). *Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5, pp. 298-312.

Kroopnick P. M., Margolis S. V. et Wong C. S. (1977) $\delta^{13}C$ variations in marine carbonate sediments as indicators of the CO_2 balance between the atmosphere and the oceans. Ed. Plenum Press, New York, pp. 295-321.

Kump L. R., Kasting J. F. et Crane R. G. (2004) The Earth system, Pearson Education. Upper Saddle River NJ, USA, 419 p.

-L-

Lambert B. et Roux M. (1991) L'environnement carbonaté bathyal en Nouvelle-Calédonie (programme envimarges). *Documents et travaux IGAL*, 15, pp. 1-213.

Landais P. et Elie M. (1999) Utilisation de la géochimie organique pour la détermination du paléoenvironnement et de la paléothermicité dans le Callovo-Oxfordien du site de l'Est de la France., Actes des journées scientifiques CNRS/ANDRA Bar l Duc 20-21 octobre 1997, Ed. EDP Sciences 1999.

Lartaud F. (2007) Les fluctuations haute fréquence de l'environnement au cours des temps géologiques. Mise au point d'un modèle de référence actuel sur l'enregistrement des contrastes saisonniers dans l'Atlantique Nord. Thèse, Lab. Biominéralisations et Paléoenvironnements, Université P. et M. Curie, Paris, 336 p.

Lathuilière B., Carpentier C., André G., Dagallier G., Durand M., Hanzo M., Huault V., Harmand D., Hibsch C., Le Roux J., Malartre F., Martin-Garin B. et Nori L. (2003) Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine. Livret guide excursion Groupe français d'études du Jurassique, Nancy, 142 p.

Lathuilière B., Gaillard C., Habrant N., Bodeur Y., Boullier A., Enay R., Hanzo M., Marchand D., Thierry J. et Werner W. (2005) Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the Northern French Jura. *Facies*, 51, pp. 545-559.

Lathuilière B., Carpentier C., Huault V. et Martin-Garin B. (2006) Biological zonation of Oxfordian reefs. *Volumina Jurassica*, 4, p. 120.

Lathuilière B., Bartier D., Carpentier C., Elie M., Huault V., Martin-Garin B., Mosser-Ruck R., Malartre F., Hautevelle Y., Nori L., Poirot E., Gauthier-Lafaye F., Grosheny D., Gaillard C., Hantzpergue P., Philippe M., Marchand D., Thierry J., Boullier A., Bonnemaison M. et Werner W. (2006) Paléoenvironnements du site de Bure. Rapport final de l'Action 2001-2 (GdR FORPRO), 229 p.

Laurin B. (1984) Les rhynchonelles des plates-formes du Jurassique moyen en Europe occidentale. Thèse, Cahiers de paléontologie CNRS, 465 p.

Le Roux J. (1980) La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4, pp. 655-662.

Lear C. H., Elderfield H. et Wilson P. A. (2000) Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287, pp. 269-272.

Lear C. H., Rosenthal Y. et Slowey N. (2002) Benthic foraminiferal Mg/Ca-paleothermometry: a revised core-top calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, pp. 3375-3387.

Lécuyer C. et Allemand P. (1999) Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}O$ of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, pp. 351-361.

Lécuyer C., Picard S., Garcia J.-P., Sheppard S. M. F., Grandjean P. et Dromart G. (2003) Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: evidence from $\delta^{18}O$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, 18(3), p. 1076.

Leinfelder R. R., Nose M., Schmid D. U. et Werner W. (1993) Microbial Crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29, pp. 195-230.

Leinfelder R. R., Krautter M., Laternser R., Nose M., Schmid D. U., Schweigert G., Werner W., Keupp H., Brugger H., Herrmann R., Rehfeld-Kiefer U., Schroeder J. H., Reinhold C., Koch R., Zeiss A., Schweizer V., Christmann H., Menges G. et Luterbacher H.-P. (1994) The origin of Jurassic reefs: current research developments and results. *Facies*, 31, pp. 1-56.

Leinfelder R., Schlagintweit F., Werner W., Ebli O., Nose M., Schmid D. et Hughes G. (2005) Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms-concepts and implications. *Facies*, 51, pp. 288-326.

Levasseur M. (1935) Contribution à l'étude des Nerineidae du Rauracien de Lorraine. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), IV, pp. 273-304, pl.17.

Lévi C. (1973) Systématique de la classe des Demospongiaria (Démosponges). In Spongiaires (Ed. IPGP) Masson et Cie, Paris, pp. 577-632.

Levington J. S. (1970) The paleoecological significance of opportunistic species. *Lethaia*, 3, pp. 69-78.

Longerich H. P., Jackson S. E. et Günther D. (1996) Laser ablation inductively coupled plasma mass spectromeric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 11.

Loreau J. P. et Tintant H. (1968) Le Calcaire de Tonnerre et les formations adjacentes du Jurassique supérieur de l'Yonne. Observations stratigraphiques et paléontologiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, pp. 341-357.

-M-

Malchus N. et Steuber T. (2002) Stable isotope records (O, C) of Jurassic aragonitic shells from England and NW Poland: palaeoecologic and environmental implications. *Geobios*, 35, pp. 29-39.

Marcou J. (1846) Notice sur les différentes formations des terrains jurassiques dans le Jura occidental. *Mémoires de la Société de Sciences naturelles de Neuchâtel*, vol.3, pp. 1-21.

Marcou J. (1848) Recherches géologiques sur le Jura salinois. *Mémoire de la Société géologique de France*, 3 tomes.

Marques B. (1983) Oxfordiano-Kimemidgiano do Algarve oriental. Estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia. Thèse, Univ. Novo Lisboa, Lisbonne, 547 p.

Marques B., Olóriz F. et Rodríguez-Tovar F. J. (1998) La limite Oxfordien-Kimméridgien établie par une espèce index d'ammonites (Sutneria) (Algarve, Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326, pp. 641-645.

Martin-Garin B. (2005) Climatic control of Oxfordian coral reef distribution in the Tethys Ocean including a comparative survey of Recent coral communities (Indian Ocean) and a new method of coral morphometrics based on fractal dimensions. Thèse, Université H. Poincaré Nancy et Université de Bern, 253 p.

Martin-Garin B., Lathuilière B., Geister J. et Ramseyer K. (2010) Oxygen isotopes and climatic control of Oxfordian coral reefs (Jurassic, Tethys). *PALAIOS*, 25, pp. 721-729.

Marynowski L. et Zatoń M. (2010) Organic matter from the Callovian (Middle Jurassic) deposits of Lithuania: compositions, sources and depositional environments. *Applied Geochemistry*, 25, pp. 933-946.

Matyja A. B., Gutowski J. et Wierzbowski A. (1989) The open shelf - carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies, and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, 39, pp. 29-48.

Matyja A. B. et Wierzbowski A. (1998) The stratigraphical and palaeogeographical importance of the Oxfordian and lower Kimmeridgian succession in the Kcynia IG IV borehole. *Biuletyn Panstwowego instytutu geologiccznego*, 382, pp. 35-70.

Matyja A. B. et Wierzbowski A. (2003) Correlation chart of the standard chronostratigraphic ammonite zonations at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 30, pp. 25-27.

Matyja A. B., Wierzbowski A. et Wright J. K. (2006) The Sub-Boreal/Boreal ammonite succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary at Flodigarry, Staffin Bay (Isle of Skye), Scotland. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 96, pp. 387-405.

Maubeuge P. L. (1951) Stratigraphie du ""Lusitanien"" de la région de Verdun. *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, 6 (1), p.3-21.

Maubeuge P. L. (1953) Sur la présence de surfaces taraudées d'un type spécial dans le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, t.236, p. 1686-1688.

Maubeuge P. L. (1955-1958) Observations géologiques dans l'Est du bassin de Paris. inédit, 1082 p.

Maubeuge P. L. (1965) Le contact de l'Oxfordien (ex-Séquanien) et du Kimméridgien dans le département de la Meuse. *Bulletin de l'Académie Lorraine des Sciences*, VII(1).

McArthur J. M., Doyle P., Leng M. J., Reeves K., Williams C. T., Garcia-Sanchez R. et Howarth R. J. (2007) Testing palaeo-environmental proxies in Jurassic belemnites: Mg/Ca, Sr/Ca, Na/Ca, [delta]18O and [delta]13C. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252, pp. 464-480.

McConnaughey T. (1989) ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, pp. 151-162.

McCrea J. M. (1950) The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of chemical physics*, 18, pp. 849-857.

Meesook A. et Grant-Mackie J. A. (1997) Faunal associations, paleoecology and paleoenvironment of the Thailand marine Jurassic : a preliminary study. In The International conference on stratigraphy and tectonic evolution of Southeast Asia and the South Pacific, Bangkok, Thailand.

Mégnien C. et Mégnien F. (1980) Synthèse géologique du bassin de Paris, *Mémoires BRGM* 100, 101, 102.

Melendez G., Atrops F., Ramajo J., Perez-Urresti I. et Delvene G. (2006) Upper Oxfordian to lower Kimmeridgian successions in the NE Iberian Range (E Spain): some new stratigraphical and palaeontological data. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen, 241, pp. 203-224.

Melim L. A., Swart P. K. et Maliva R. G. (1995) Meteoric-like fabrics forming in marine waters: implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. *Geology*, 23, pp. 755-758.

Meyer M. (2000) Le complexe récifal Kimméridgien-Tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. Thèse, Terre et environnement 24, Genève, 179 p.

Moore G. T., Hayashida D. N., Ross C. A. et Jacobson S. R. (1992) Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, pp. 113-150.

Moore R. C. (1969) The Treatise on Invertebrate Paleontology. Mollusca Bivalvia, University of Kansas Press, 3 vol.

Morton N. et Hudson J. D. (1995) Field guide to the Jurassic of the Isles of Raasay and Skye, Inner Hebrides, NW Scotland. In Field geology of the British Jurassic (Ed, Taylor P. D.) The Geological Society, London, pp. 209-280.

Mouchet P. (1995) Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle, Thèse, Université de Neuchâtel, 350 p.

-N-

Nagy J. (1992) Environmental significance of foraminiferal morphogroups in Jurassic North sea deltas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, pp. 111-134.

Nunn E. V., Price G. D., Hart M. B., Page K. N. et Leng M. J. (2009) Isotopic signals from Callovian-Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *Journal of the geological Society*, 166, pp. 633-641.

-O-

Ogg J. G., Ogg G. et Gradstein F. M. (2008) The concise geologic time scale, Cambridge University Press, IUGS, 177 p.

Olivier N., Carpentier C., Martin-Garin B., Lathuilière B., Gaillard C., Ferry S., Hantzpergue P. et Geister J. (2004) Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, Northeastern France). *Facies*, 50, pp. 229-255.

Olivier N. (2004) Microbialites dans les bioconstructions du Jurassique: morphologies, rôles édificateurs et significations paléoenvironnementales, Thèse, Université. C. Bernard, Lyon, 380 p.

Olóriz F., Reolid M. et Rodríguez-Tovar F. J. (2002) Fossil assemblages, lithofacies and interpreting depositional dynamics in the epicontinental Oxfordian of the Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, pp. 53-75.

O'Neil J. R. (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 31, pp. 5547-5558.

Oppel A. (1856-1858) Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands : nach ihren einzelnen Gliedern engetheilt und verglichen, Ebner & Seubert, Stuttgart, 857 p.

Oschmann W. (1988) Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobenthic associations from Southern England and Northern France. *Facies*, 8, pp. 49-82.

Oschmann W. *in* Tyson R. V. et Pearson T. H. (1991) Distribution, dynamics and palaeoecology of Kimmeridgian (Upper Jurassic) shelf anoxia in western Europe. In Modern and Ancient, *Geological Society, London, Special Publications* 58, pp. 381-399.

Oschmann W. (1993) Environmental oxygen fluctuations and the adaptive response of marine benthic organisms. *Journal of the geological Society*, 150, pp. 187-191.

Oschmann W. (1994) Distribution, dynamics and palaeoecology of Kimmeridgian (Upper Jurassic) shelf anoxia in Western Europe. Modern and ancient continental shelf anoxia, *Geological Society Special Publication*, 58, pp. 381-395.

-P-

Pálfy J., Smith P. L. et Mortensen J. K. (2000) A U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ time scale for the Jurassic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, pp. 923-944.

Peters K. E., Walters C. C. et Moldowan J. M. (2005) The Biomarker Guide 2nd éd., Cambridge University Press, 2 vol.,1132 p.

Picard S. (2001) Evolution des eaux ouest-téthysiennes (températures, bathymétrie) au cours du Jurassique moyen à supérieur à partir des enregistrements géochimiques ($\delta^{18}0$ et $\delta^{13}C$, Terres rares) de faunes marines. Thèse, Université C. Bernard, Lyon, 260 p.

Pittet B. et Mattioli E. (2002) The carbonate signal and calcareous nannofossil distribution in an Upper Jurassic section (Balingen-Tieringen, Late Oxfordian, southern Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, pp. 71-96.

Piuz A. (2004) Micropaléontologie d'une plate-forme bioclastique échinodermique: les calcaires à entroques du bajocien du Jura méridional et de Bourgogne. Thèse, In Terre et environnement 49, Section sciences de la Terre, Université de Genève, 267 p.

Price G. D. (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48, pp. 183-210.

Przybylski P. A., Ogg J. G., Wierzbowski A., Coe A. L., Hounslow M. W., Wright J. K., Atrops F. et Settles E. (2010) Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 289, pp. 256-272.

Purser B. H. (1980) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. tome 1: Les éléments de la sédimentation à la diagenèse, I.F.P., Paris, 366 p.

Purton L. M. A., Shields G. A., Brasier M. D. et Grime G. W. (1999) Metabolism controls Sr/Ca ratios in fossil aragonitic mollusks. *Geology*, 27, pp. 1083-1086.

-R-

Rees P. M., Ziegler A. M. et Valdes P. J. (2000) Jurassic phytogeography and climates: new data and model comparisons. Ed. Huber B. T., Macleod K. G. et Wing S. L., 297-318.

Reolid M. et Gaillard C. (2007) Microtaphonomy of bioclasts and paleoecology of microencrusters from Upper Jurassic spongiolithic limestones (External Prebetic, Southern Spain). *Facies*, 53, pp. 97-112.

Reolid M. (2008) Taphonomic features of Lenticulina as a tool for paleoenvironmental interpretation of midshelf deposits of the Upper Jurassic (prebetic zone, southern Spain). *Palaios*, 23, pp. 482-494.

Reolid M., Nagy J., Rodríguez-Tovar F. J. et Olóriz F. (2008) Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53, pp. 705-722.

Remane J., Bassett, M. G., Cowie, J. W., Gohrbrandt, K. H., Lane, H. R., Michelsen, O. & Naiwen, W. (1996) Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19(3), pp. 77-81.

Riboulleau A., Baudin F., Daux V., Hantzpergue P., Renard M. et Zakharov V. (1998) Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences - Sciences de la Terre et des Planètes*, 326, pp. 239-246.

Riding J. B. et Thomas J. E. (1997) Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle–Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. *Scottish Journal of Geology*, 33, pp. 59-74.

Riding R. (1991) Calcified cyanobacteria. In Calcareous algae and stromatolites (Ed. Riding R.) Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 55-87.

Riding R. (2004) Solenopora is a chaetetid sponge, not an alga. *Palaeontology*, 47, pp. 117-122.

Robin C., Guillocheau F., Allemand P., Bourquin S., Dromart G., Gaulier J. M. et Prijac C. (2000) Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural: le bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171, pp. 81-196.

Rogov M. et Wierzbowski A. (2006) Upper Oxfordian - Lower Kimmeridgian ammonite succession (Amoeboceras, Suboxydiscites) in the Nordvik section (northern Siberia). In 7th International Congress on the Jurassic Russian Foundation for Basic Researches, Krakow.

Rollier L. (1888) Etude stratigraphique sur le Jura Bernois. Les faciès du MaIm jurassien. Archives des Sciences physiques et naturelles (Genève), Troisième période.

Rosales I., Quesada S. et Robles S. (2004a) Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, pp. 253-275.

Rosales I., Robles S. et Quesada S. (2004b) Elemental and oxygen isotope composition of early Jurassic belemnites: salinity vs. temperature signals. *Journal of Sedimentary Research*, 74, pp. 342-354.

Royer D. L., Berner R. A., Montañez I. P., Tabor N. J. et Beerling D. J. (2004) CO^2 as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14, pp. 4-10.

Royer E. et Barotte J. (1859/1863) Carte géologique du département de la Haute-Marne 1/80 000. BRGM.

-S-

Salfeld H. (1913) Certain Upper Jurassic strata of England. *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 69, pp. 423-430.

Samson Y. (1997) Utilisation des foraminifères dans l'estimation des variations bathymétriques des environnements de dépôt marins jurassiques: application au Kimméridgien de l'ouest-européen. Thèse, Université P. et M. Curie, Paris, 398 p.

Samson Y. (2001) Foraminifères et reconstitution des variations bathymétriques: exemple du Kimméridgien de la région du Havre (Seine-Maritime, Normandie, France). *Revue de Micropaléontologie*, 44, pp. 59-91.

Sarg J. F. (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In Sea level changes-An integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Vol. 42 (Eds. Wilgus C. K. *et al.*),155-181 p.

Savrda C. E. et Bottjer D. J. (1989) Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: Application to upper cretaceous niobrara formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, pp. 49-74.

Schifano G. (1982) Temperature-magnesium relations in the shell carbonate of some modern marine gastropods. *Chemical Geology*, 35, pp. 321-332.

Schlagintweit F., Bover-Arnal T. et Salas R. (2010) New insights into Lithocodium aggregatum Elliott 1956 and Bacinella irregularis Radoičić 1959 (Late Jurassic–Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). *Facies*, 56, pp. 509-547.

Schmid D. U. et Leinfelder R. R. (1995) *Lithocodium aggregatum* Elliott n'est pas une algue mais un foraminifère encroûtant, commensalisé par le foraminifère *Troglotella incrustans* Wernli et Fookes. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 320, pp. 531-538.

Schneider S., Fürsich F. T. et Werner W. (2008) Sr-isotope stratigraphy of the Upper Jurassic of central Portugal (Lusitanian Basin) based on oyster shells. *International Journal of Earth Sciences*, 98, pp. 1949-1970.

Schnyder J., Baudin F., Deconinck J.-F., Durlet C., Jan du Chene R. et Lathuilière B. (2000) Stratigraphie et analyse sédimentologique du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Boulonnais. *Géologie de la France*, 4, pp. 21-37.

Schrag D. P. (1999) Rapid analysis of high-precision Sr/Ca ratios in corals and other marine carbonates. *Paleoceanography*, 14, pp. 97-102.

Schudack M. E. (1999) Ostracoda (marine/nonmarine) and palaeoclimate history in the Upper Jurassic of Central Europe and North America. *Marine Micropaleontology*, 37, pp. 273-288.

Schweickert R. A., Bogen, N. L., Girty, G. H., Hanson, R. E., et Merquerian, C. (1984) Contrasting styles of deformation during the nevadan Orogeny. *Geological Society of America Bulletin*, 95, pp. 967-979.

Schweigert G. (2000) Immigration of Amoeboceratids into the Submediterranean Upper Jurassic of SW Germany. *GeoResearch Forum*, 6, pp. 203-210.

Scotese C. R. (1998) Quicktime Computer Animations, PALEOMAP Project. Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas.

Seilacher A. (2007) Trace Fossil Analysis, Springer, 226 p.

Selby D. (2007) Direct Rhenium-Osmium age of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary, Staffin bay, Isle of Skye, U.K., and the Late Jurassic time scale. *Norwegian journal of geology*, 87, pp. 291-299.

Sellwood B. W. et Valdes P. J. (1997) Geological evaluation of climate General Circulation Models and model implications for Mesozoic cloud cover. *Terra Nova*, 9, pp. 75-78.

Sellwood B. W., Valdes P. J. et Price G. D. (2000) Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of late Jurassic palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, pp. 147-160.

Sellwood B. W. et Valdes P. J. (2006) Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190, pp. 269-287.

Sellwood B. W. et Valdes P. J. (2008) Jurassic climates. *Proceedings of the Geologists' Association*, 119, pp. 5-17.

Septfontaine M. (1971) Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse) Thèse Université de Genève, Genève

Shiraishi F. et Kano A. (2004) Composition and spatial distribution of microencrusters and microbial crusts in upper Jurassic–lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu Limestone, southwest Japan). *Facies*, 50, pp. 217-227.

Sittler C. (1955) Méthode et techniques physico-chimiques de préparation des sédiments en vue de leur analyse pollinique. *Revue de l'I.F.P.*, 10, pp. 10-114.

Smith A. G., Hurley A. M. et Briden J. C. (1981) Phanerozoic Paleocontinental World Maps. In Cambridge Earth Science Series. 102 p.

Soussi M., Enay R., Boughdiri M., Mangold C. et Zaghbib-Turki D. (1999) L'Ammonitico Rosso (formation Zaress) de la dorsale tunisienne. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329, pp. 279-286.

Stchepinsky V. (1954) Au sujet du Jurassique haut-marnais. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 1, pp. 19-21.

Stchepinsky V. et Cailleux A. (1951) Genèse et âge des alluvions fossilifères de Saint-Dizier (Haute-Marne). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 13-14, pp. 228-230.

Steffen D. (1993) Influence des variations eustatiques sur la distribution de la matière organique dans les roches sédimentaires: exemple des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire. Thèse, Département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, Genève, 110 p.

Stock C. W. (2001) Stromatoporoidea, 1926-2000. *Journal of Paleontology*, 75, pp. 1079-1089.

Strasser A. (1986) Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33, pp. 711-727.

Strasser A., Pittet B. et Hillgärtner H. (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128, pp. 201-221.

Strasser A. (2007) Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. *Swiss Journal of Geosciences*, 100, pp. 407-429.

Summons R. E. et Powell T. G. (1987) Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulphur bacteria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, pp. 557-566.

Swart P. et Leder J. J. (1996) The utility of stable isotopic signatures in coral skeletons. *Paleontological Society Papers*, 1, pp. 249-291.

Sykes R. M. et Callomon J. H. (1979) The Amoeboceras zonation of the Boreal Upper Oxfordian. *Palaeontology*, 22, pp. 839-903.

-T-

Termier H. et Termier G. (1986) Spongiaires, évolution exploratoire et "périodique". In ontogenèse et évolution, (Coord. Chaline J. et Laurin B.) Coll. intern., C.N.R.S., Dijon, pp. 465-466.

Thierry J. (2000) Early Kimmeridgian (146-144 Ma). In Atlas Peri-Tethys, Vol. Explanatory notes (Eds, Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M. F., Cadet J. P., Crasquin S. et Sandulescu M.). Commission de la Carte géologique du Monde, Paris, pp. 85-97.

Thierry J., Marchand D., Fortwengler D., Bonnot A. et Jardat R. (2006) Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du bassin de Paris : synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléoécologiques et paléobiogéographique. Le Callovo-Oxfordien du bassin de Paris : du contexte géologique à la modélisation de ses propriétés, Rapport ANDRA, vol. 338(12-13), 834 p.

Thompson J. B., Mullins T. H., Newton C. R. et Vercoutere T. L. (1985) Alternative biofacies model for dysaerobic communities. *Lethaia*, 18, pp. 167-179.

Thurmann J. et Etallon A. (1864) Lethea Bruntrutana ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy, *Nouveaux Mémoires de la Société helvétique des Sciences Naturelles* (1859-1862), vol.18, 500 p.

Tissot F. (1960) Contribution à l'étude de la faune "séquanienne" du Berry. D.E.S. Faculté des Sciences, Paris, 85 p.

Tombeck H.-E. (1868a) Note sur le terrain portlandien de la Haute-Marne. *Bulletin de la Société géologique de France*, série 2, pp. 456-457.

Tombeck H.-E. (1868b) Note sur les terrains coralliens et kimméridiens de la Haute-Marne. *Bulletin de la Société géologique de France*, série 2, pp. 458-465.

Trumbore S. E. et Druffel E. R. M. (1995) Carbon isotopes for characterizing sources and turnover of non-living organic matter. Role of Nonliving Organic Matter in the Earth's Carbon Cycle, Ed. John Wiley et Sons Ltd, pp. 7-22.

Tucker M. E. et Wright V. P. (1990) Carbonate Sedimentology, Blackwell Science, Oxford.

Turnsek D., Buser S. et Ogrelec B. (1981) An upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 30, pp. 361-369.

Tyszka J. (1994) Response of middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, pp. 55-81.

-V-

Vadet A., Pannier P. et Marignac C. (2002) Les oursins de l'Oxfordien de Foug. In Mémoires de la Société Académique du Boulonnais, Série Histoire Naturelle Société d'Histoire Naturelle du Boulonnais, Boulogne sur mer, 44 p.

Vail P. R., Mitchum R. M., Todd R. G., Widmeri J. W., Thomson S., Sangree J. B., Bubb J. N. et Hatlelid W. G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration, Vol. 26 (Ed. Payton C. E.) American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 49-212.

Vail P. R., Colin J. P., Jean-du-Chêne R., Kuchly J., Mediavilla F. et Trifilieff V. (1987) La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, pp. 1301-1321.

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. et Perez-Cruz C. (1991) The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology: an Overview. In Cycles and Events in Stratigraphy (Eds, Einsele G., Ricken W. et Seilacher A.) Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 617-659.

Valdes P. J. et Sellwood B. W. (1992) A Palaeoclimate model for the Kimmeridgian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95 (1992), pp. 47-72.

van Aarssen B. G. K., Alexander R. et Kagi R. I. (2000) Higher plant biomarkers reflect palaeovegetation changes during Jurassic times. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, pp. 1417-1424.

Védrine S. (2008) Co-occurrence of the foraminifer Mohlerina basiliensis with Bacinella–Lithocodium oncoids: palaeoenvironmental and palaeoecological implications (Late Oxfordian, Swiss Jura). *Journal of Micropalaeontology*, 27, pp. 35-44.

Védrine S., Strasser A. et Hug W. (2007) Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 53, pp. 535-552.

Veizer J. (1983) Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates, Blacksburg, *Reviews in Mineralogy* 11, pp. 265-299.

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G. A. F., Diener A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O. G. et Strauss H. (1999) 87Sr/86Sr, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, pp. 59-88.

Videt B. et Néraudeau D. (2002) Distribution paléoenvironnementale des huîtres dans le Messinien du bassin de Sorbas (Andalousie, SE Espagne). *Annales de paléontologie*, 88, pp. 147-166.

Vincent B. (2001) Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates, application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. Thèse, Université de Bourgogne, Dijon, 307 p.

Vincent B., Emmanuel L., Houel P. et Loreau J.-P. (2007) Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, 197, pp. 267-289.

Volkman J. K. et Maxwell J. R. (1986) Acyclic isoprenoids as biological markers. In :Biological Markers in the Sedimentary Record. (Ed. Johns R. B.) Elsevier, Amsterdam, pp. 1-42.

-W-

Waite R., Wetzel A., Meyer C. A. et Strasser A. (2008) The paleoecological significance of nerineoid mass accumulations from the Kimmeridgian of the Swiss Jura Mountains. *Palaios,* 23, pp. 548-558.

Walker J. D. et Geissman J. W. (2009) 2009 GSA Geologic Time Scale. *GSA Today*, 19(6), pp. 60-61.

Walsh S., Gradstein F. et Ogg J. I. M. (2004) History, philosophy, and application of the Global Stratotype Section and Point (GSSP). *Lethaia*, 37, pp. 201-218.

Warren J. K. (2006) Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons, Springer, Berlin, 1035 p.

Wefer G. et Berger W. H. (1991) Isotope palaeontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, 100, pp. 207-248.

Weissert H. et Mohr H. (1996) Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122, pp. 27-43.

Werner W., Leinfelder R. R. et Fursich F. T. (1994) Comparative palaeoecology of marly coralline sponge-bearing reefal associations from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Portugal and Southwestern Germany. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, pp. 381-397.

Wernli R. (1971) Les foraminifères du Dogger du Jura méridional (France). *Arch. Sciences Genève*, 24, pp. 305-364.

Whalen M. T., Day J., Eberli G. P. et Homewood P. W. (2002) Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonates systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, pp. 127-151.

Whitaker M. F. (1984) The usage of palynostratigraphy and palynofacies in definition of Troll Field geology. Sixth Offshore Northern Seas Conference and Exhibition, Stavanger 1984, Article G6.

Wieczorek J. (1979) Upper Jurassic nerineacean gastropods from the Holy Cross Mts. (Poland). *Acta paleontologica polonica*, 24, pp. 299-350.

Wierzbowski A. (2004) Report of the Oxfordian/Kimmeridgian Boundary Working Group. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 31, pp. 11-12.

Wierzbowski A. (2005) Kimmeridgian Working Group. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 32, 16.

Wierzbowski A. (2006) Kimmeridgian Working Group. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 33, 19.

Wierzbowski A. (2010) Kimmeridgian Working Group. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, 36, pp. 13-16.

Wierzbowski A., Coe, A.L., Hounslow, M.W., Matyja, B.A., Ogg, J.G., Page, K.N., Wierzbowski, H., Wright, J.K. (2006) A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye, UK. *Volumina Jurassica*, 4, pp. 17-33.

Wierzbowski A. et Smelror M. (1993) Ammonite succession in the Kimmeridgian of southwestern Barents Sea, and the Amoeboceras zonation of the Boreal Kimmeridgian. *Acta Geologica Polonica*, 43, pp. 229-249.

Wierzbowski H. (2002) Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 91, pp. 304-314.

Wierzbowski H. (2004) Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian-Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, pp. 153-168.

Wignall P. B. (1991) Dysaerobic trace fossils and ichnofacies in the Upper Jurassic Kimmeridge clay of Southern England. *Palaios*, 6, pp. 264-270.

Wilson R. C. L. (1979) A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the lusitanian basin. *Ciencias da Terra (UNL) Lisboa*, 5, pp. 53-84.

Wohlgemuth J. (1881-1882) Haute-Marne, Vosges, Marne et Meurthe-et-Moselle, note sur le Jurassique moyen. *Bulletin de la société des sciences de Nancy*, 2, pp. 116-150.

Wright J. K. et Cox B. M. (2001) British Upper Jurassic stratigraphy (Oxfordian to Kimmeridgian), Joint nature conservation committee, Peterborough.

Wright J. K. (2010) The Aulacostephanidae (Ammonoidea) of the Oxfordian/Kimmeridgian boundary beds (Upper Jurassic) of southern England. *Palaeontology*, 53, pp. 11-52.

-Y-Z-

Yoxon P. (2000) Geology and Otters. IUCN *Otter Specialist group Bulletin*, 17(2), pp. 85-88.

Ziegler P. A. (1990) Geological atlas of Western and Central Europe, Shell Internationale Petroleum Maatschappij.

Zeiss A. (2003) The Upper Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. *The Jurassic of Denmark and Greenland, Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1, pp. 75-114.

Planches photographiques

Planche 1 : Photographies des affleurements de Gudmont-Villiers (Haute-Marne)

Planche 2 : Bivalves de la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 3 : *C. mirabilis*, paléosol et *Rhizocorallium* de Gudmont-Villiers

Planche 4 : Microfossiles en section de différents bancs de la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 5 : Foraminifères en section de différents bancs de la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 6 : Photographie MEB et Macrofossiles de la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 7 : Brachiopodes récoltés sur la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 8 : Brachiopodes récoltés sur la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 9 : Palynomorphes de la coupe de Gudmont-Villiers

Planche 10 : Affleurement et fossiles de la coupe de Void-Vacon Chardot

Planche 11 : Affleurement et fossiles de la coupe de Ménil-la Horgne

Planche 12 : Affleurement et fossiles de la coupe de Vignory

Planche 13 : Coquilles utilisées en isotopie au microscope en lumière naturelle et en cathodoluminescence

Planche 14 : Affleurement et fossiles de la coupe de Mâron (Berry)

Planche 15 : Fossiles des coupes de Mâron et de Plaimpied-Givaudins (Berry)

Planche 16 : Fossiles de la coupe du Bois Jouanin (Calcaires crayeux de Bourges)

Planche 17 : Fossiles de la coupe du Subdray (Calcaires de Morthomiers) (Berry)

Planche 18 : Brachiopodes des coupes du Berry (Mâron et Subdray)

Planche 19 : Microfossiles et pseudomorphoses de gypse de diverses coupes du Berry

Planche 20 : Fossiles de la coupe de l'Irlandaise (Berry)

Planche 21 : Affleurement et fossiles des coupes de Feray et Mehun (Berry)

Planche 22 : Fossiles issus des Marnes de Saint-Doulchard (Berry)et de l'Ile de Skye

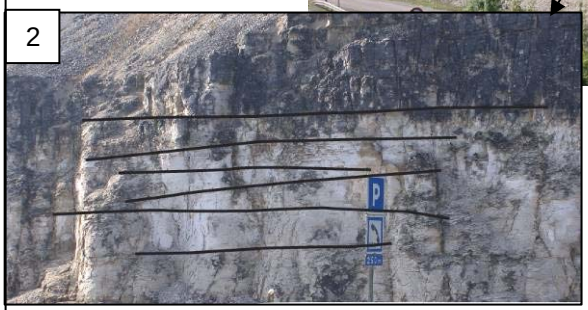
PLANCHE 1

Affleurements de Gudmont-Villiers

1

1. Partie basse de l'affleurement de la RN67 de Gudmont-Villiers.

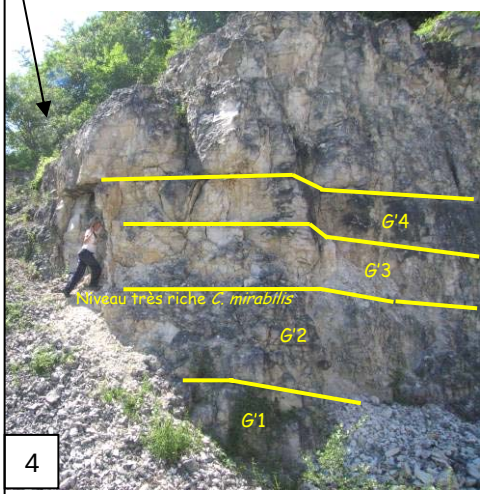
2



2. Les mégarides tidales de l'Oolithe de Lamothe sont visibles

3

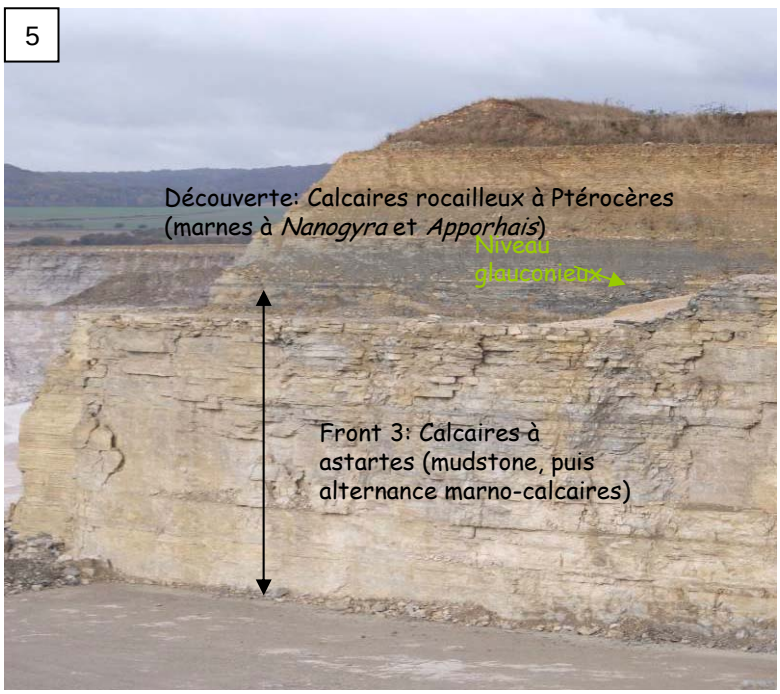
3. Panorama de la partie haute de l'affleurement de la RN67 de Gudmont-Villiers.



4

4. Bancs à *Cladocoropsis mirabilis* de l'affleurement de la RN67 de Gudmont-Villiers.

5



5. Sommet de la carrière de Gudmont-Villiers.

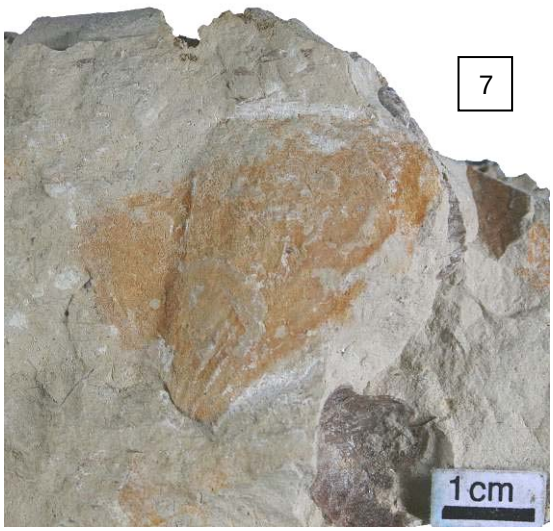
PLANCHE 2

Bivalves de Gudmont-Villiers

1

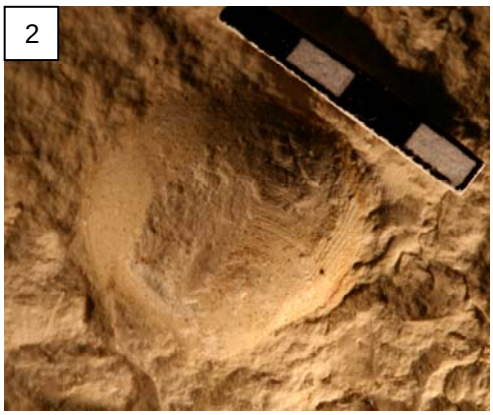
1. *Nicaniella (Trautscholdia).* Le genre *Nicaniella* comprend notamment deux sous-genres :*Trautscholdia* et *Nicaniella*. Ce sont les sous-genres les plus fréquents durant l'Oxfordien et le Kimméridgien. Dét. W. Werner.

7



7. *Avicula opis* D'ORBIGNY des Calcaires à serpules de Gudmont (G1)

2



2. *Protocardia?*

3

4

3 & 4. *Nicaniella (Nicaniella).* Sans la charnière, il est impossible de distinguer les espèces et parfois mêmes les genres d'Astartidae. Dét. Par W. Werner

5

6

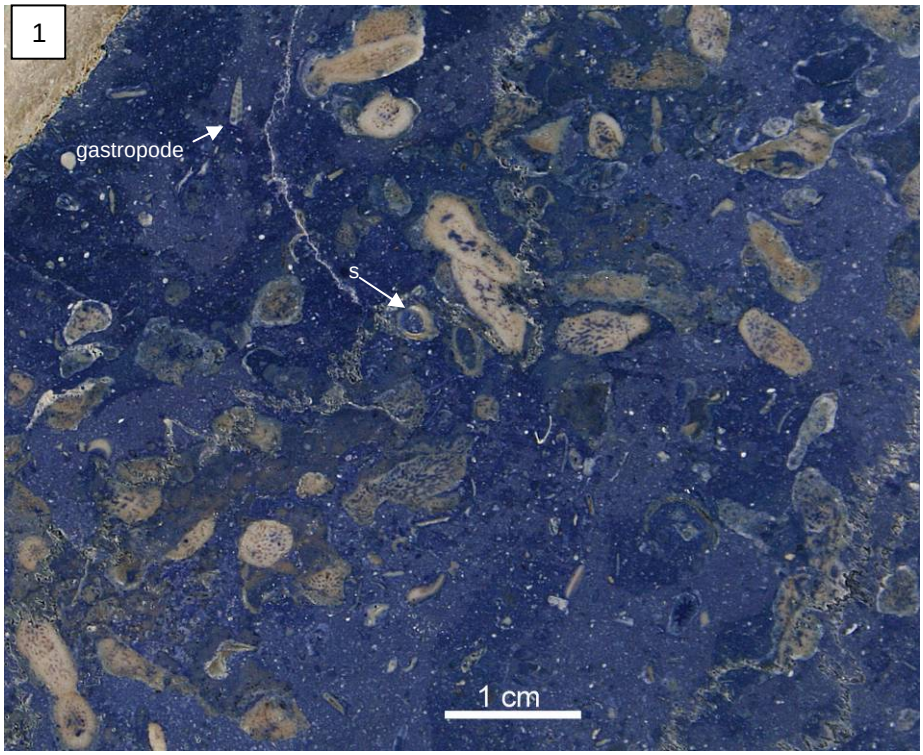
5 & 6. *Linearia? valfinensis* DE LORIOL des niveaux G'24 et G'25. Dét. Par W. Werner

La barre d'échelle noire et blanche mesure 4*2=8 mm.

PLANCHE 3

Fossiles et paléosol de Gudmont-Villiers

1



2

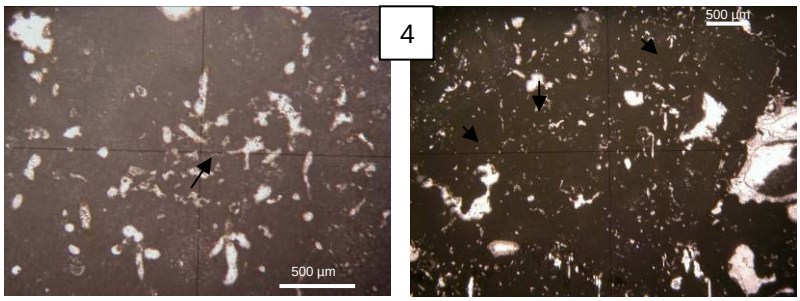
Cladocoropsis mirabilis FELIX :

1. roche (floatstone) sciée trempée dans du bleu de méthylène (G'4) ; on remarque également les bioclastes et serpules (s).

2. en lame mince

3

4



Paléosol (G'9) ou *paléocaliche*

3. échantillon macroscopique : le niveau est continu et très fin sur l'affleurement. Des éléments bruns allongés ou circulaires et sparitiques peuvent être interprétés comme des sections de petites racines ou des rhizoïdes fossiles.

4. en lame mince : aucun fossile dans la texture mudstone ; le réseau tubulaire sparitique (pédotubules, flèche noire).

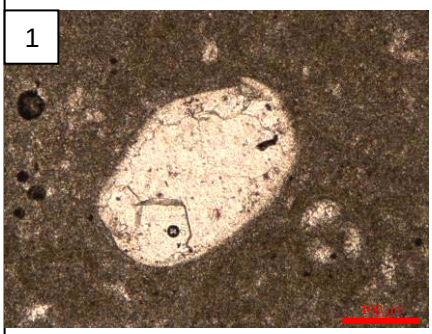
5

5. *Rhizocorallium* (G'28). Terrier de crustacé. Les ménisques sont visibles entre les 2 branches grisâtres.

PLANCHE 4

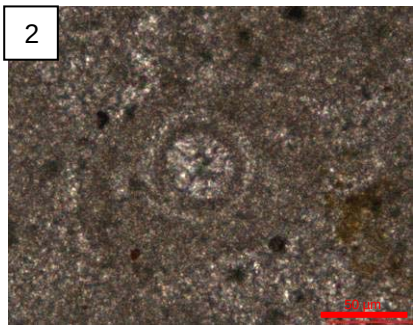
Microfossiles de la coupe de Gudmont-Villiers

1



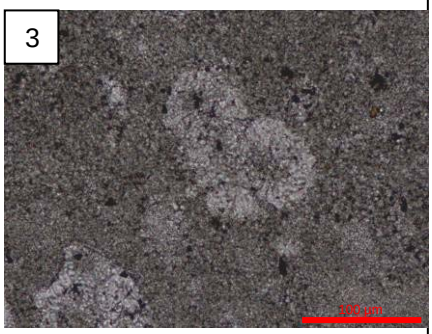
1. Ostracode dans une boue micritique (G1)

2



2. Calcisphère (G1)

3

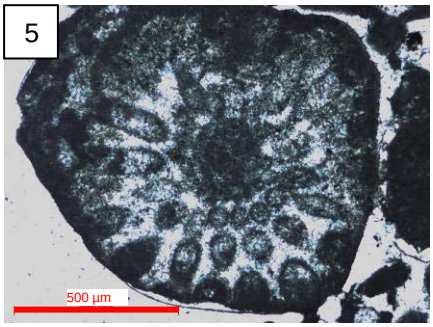


3. Geodiidae (G3)

4

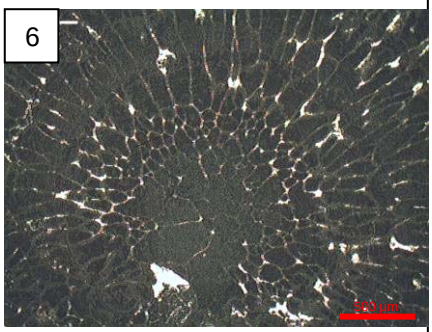
4. Spicule triaxone de spongiaires (G6b1)

5



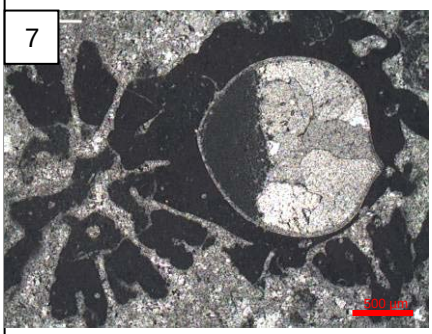
5. Dasycladale (algue verte) : *Salpingoporella annulata* (G6b2)

6



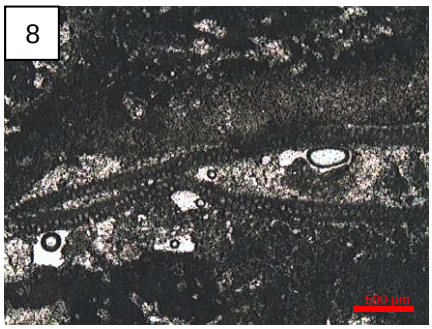
6. Structure organisée énigmatique (G7b5)

7



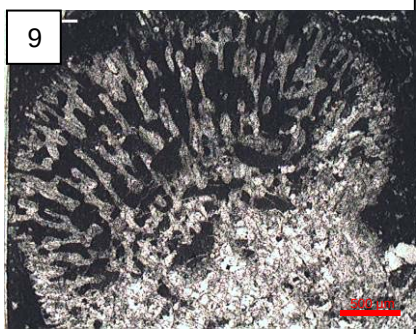
7. Gastrochaenolites dans un corail plocoïde G'2

8



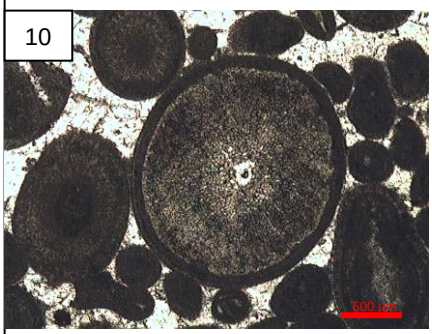
8. *Thaumatoporella* (G'2) sous forme de filament encroûtant

9



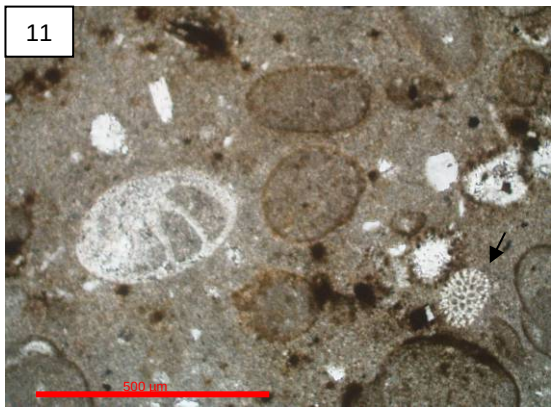
9. *Blastochaetetes* (G'4)

10



10. Fragments d'échinodermes dans un grainstone à péloïdes et ooïdes (G'19)

11



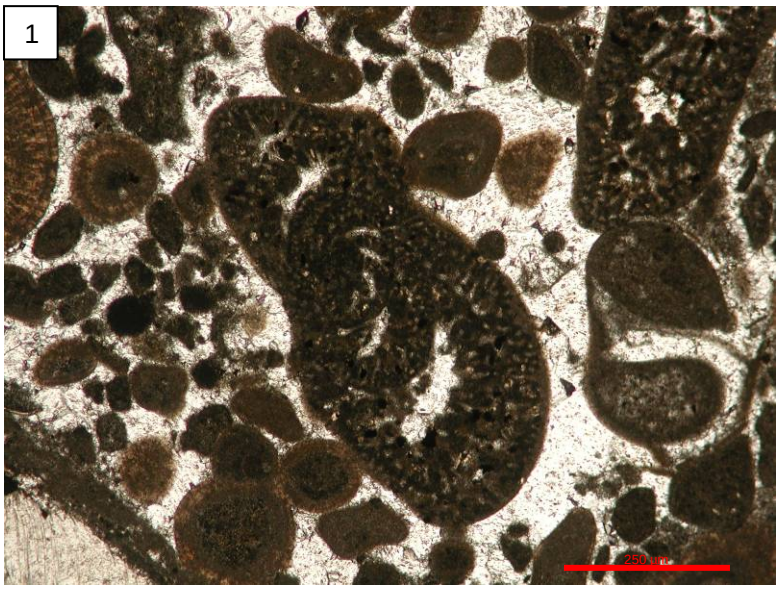
11. *Lenticulina sp.* et radiolaire (flèche) dans une matrice micritiques à éléments péloïdes ferruginisés

(G'32)

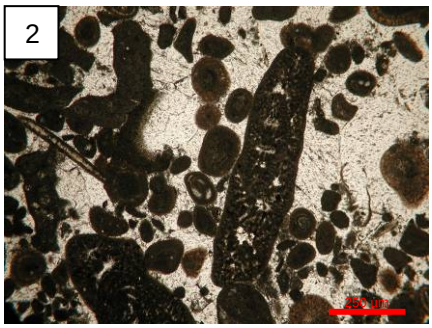
PLANCHE 5

Microfossiles de la coupe de Gudmont-Villiers

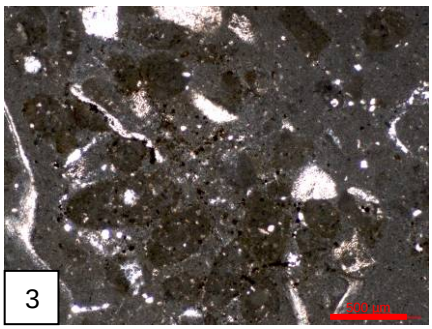
1



2



3

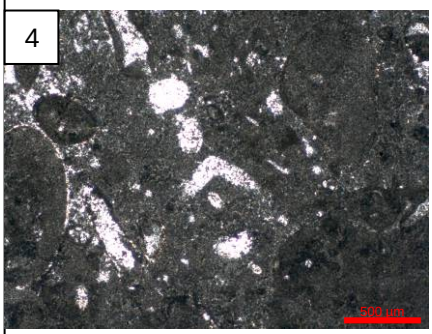


Différentes sections d'*Alveosepta jaccardi* :

1 et 2. dans un grainstone à péloïdes et à ooïdes. *A. jaccardi* est un foraminifère planispiralé aplati. La paroi fine mais complexe est alvéolaire (d'où son nom) permet de loger des symbiotes (G'17).

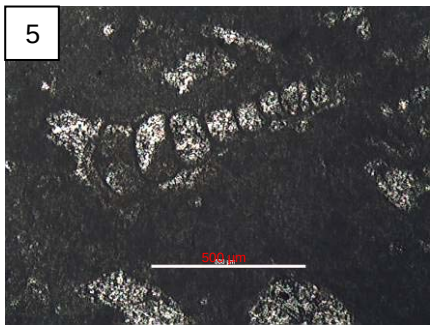
3. Dans un terrier, les foraminifères sont micritisés, groupés et se confondent avec la matrice (CGV5).

4



4. *Everticyclammina virguliana* (G6b3)

5

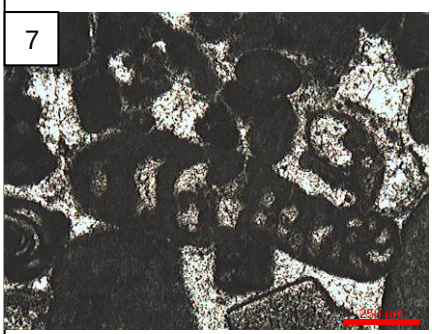


5. *Troglotella incrustans* (G'2)

6

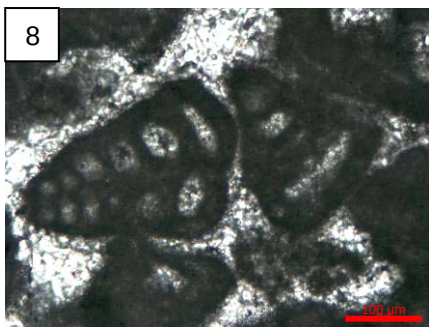
6. *Labyrinthina mirabilis* (à gauche) et *Labalina sp.*, miliole la plus abondante(G'6)

7



7. *Ammobaculites* dans une texture grainstone à péloïdes (G'8)

8



8. Petits agglutinés (Textulariidae) G'8

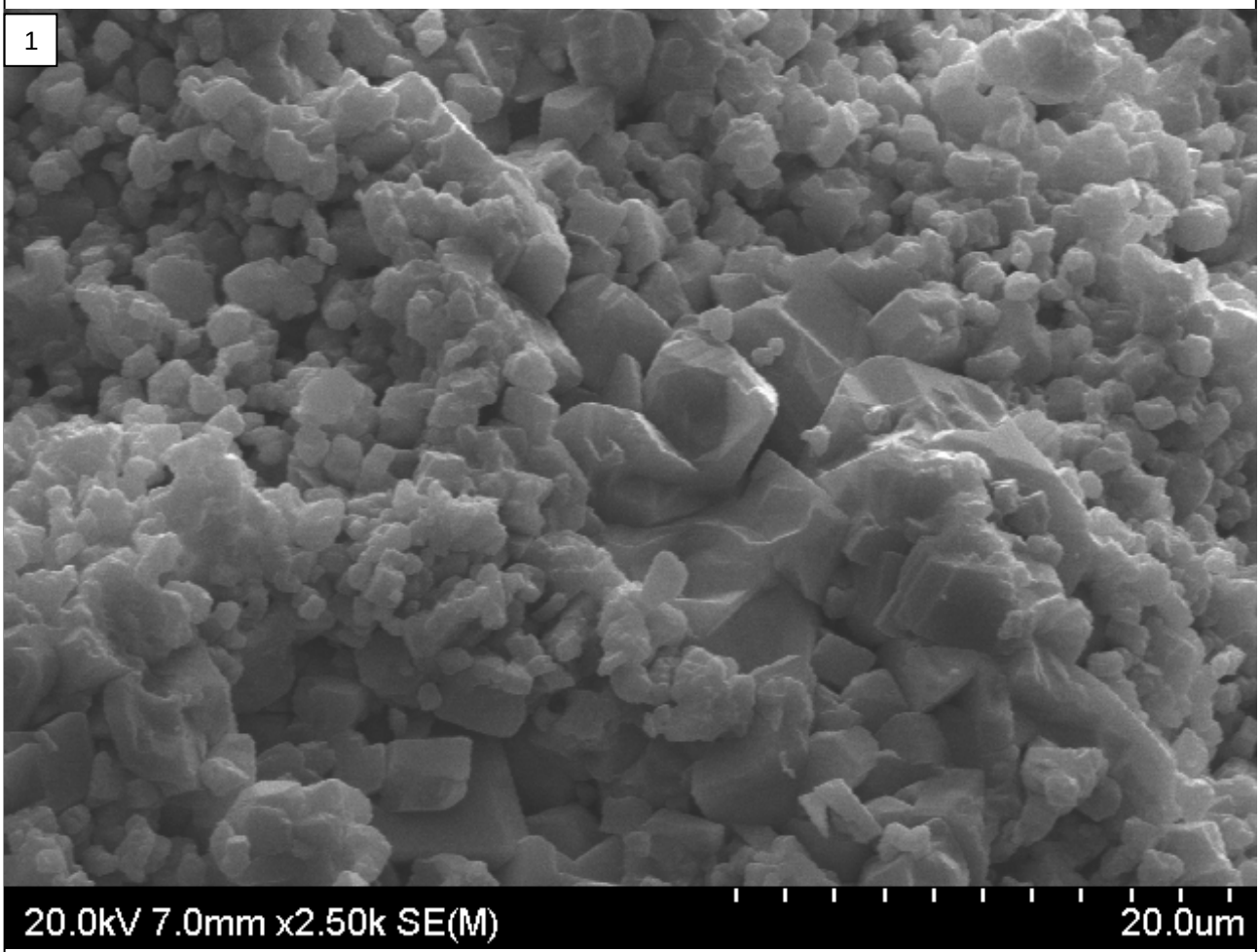
9

9. *Epistomina* (foraminifère aragonitique) (CGV)

PLANCHE 6

Macrofossiles de la coupe de Gudmont-Villiers

1

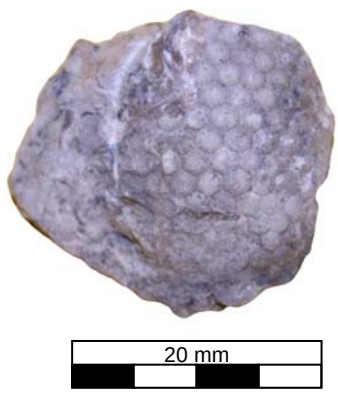


1. Micrite uniforme d'un échantillon de roche du niveau G'11 observée au MEB

2

2. *Apporhais oceani* ? Ou *Harpagodes oceani* Brongniart ou encore Ptérocère. Le labre de ce gastropode est assez bien préservé (Carrière Gudmont-Villiers ; Calcaires rocailleux à Ptérocères, CGV10)

3



3. Goniolina geometrica (Carrière Gudmont-Villiers, CGV4)

PLANCHE 7

Brachiopodes de la coupe de Gudmont-Villiers

1

2

1. & 2. *Postepithyris cincta* (COTTEAU) (Calcaires à serpules de Gudmont ; G1B)

3

5. *Zeillerina* cf *lorioli* Quenstedt ? (Calcaires à astartes ; G'30)

4

4. *Lotharingella matronensis* (De Loriol) (Sommet des Calcaires à astartes ; CGVB7). Dét. A. Boullier

5

5. *Terebratula* gr *suprajurensis* Thurmann (Calcaires rocailleux à Ptérocères ; CGV7). Dét. A. Boullier

6

7

3. & 4. *Zeillerina humeralis* (Calcaires rocailleux à Ptérocères ; CVGE-F)

8

8. *Terebratula subsella* Leymerie (limite Calcaires à astartes / Calcaires rocailleux à Ptérocères ; CGVE)

1 cm

PLANCHE 8

Brachiopodes de la coupe de Gudmont-Villiers

1

Septaliphoria pinguis Roemer (RN67 Gudmont-Villiers ; Calcaires à serpules de Gudmont, G1B)

2

Ivanoviella sp. Makridin (in Laurin 1984) : les côtes sont plus fines et plus nombreuses que *S. pinguis*, les spécimens sont moins épais et globalement de plus petite taille

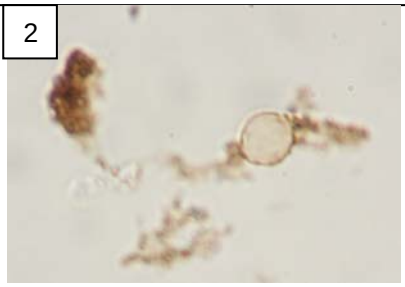
(RN67 Gudmont-Villiers ; Calcaires à serpules de Gudmont, G1B)

1 cm

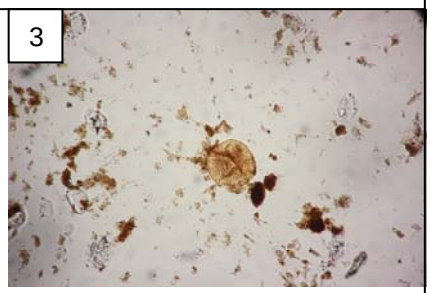
PLANCHE 9

Palynomorphes de la coupe de Gudmont-Villiers

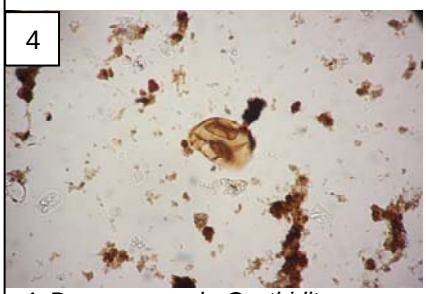
1. Acritarche épineux (Ø 11µm), G1



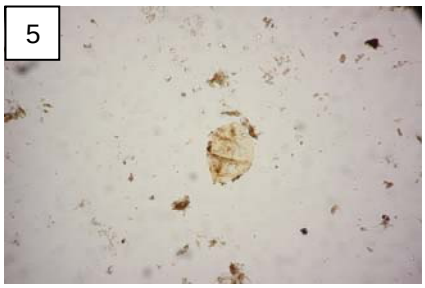
2. Acritarche lisse (Ø 9µm), G4-5



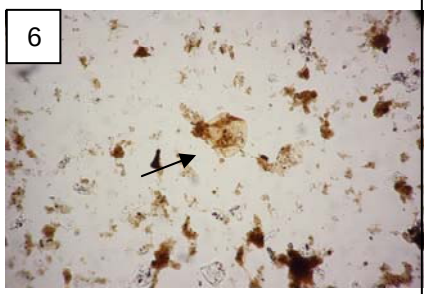
3. *Sphaeripollenites sp.* (Ø 25µm), G7b1



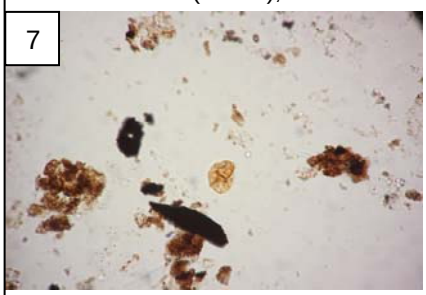
4. Deux spores de *Cyathidites sp.* ou *Gleicheniidites sp.* réunis dans une membrane (sore ?), G'19



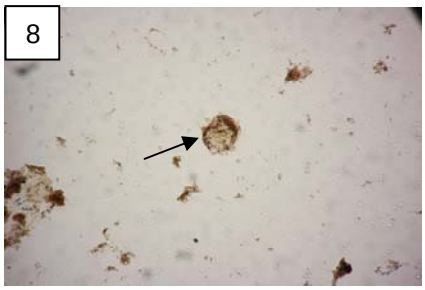
5. *? Cribroperidinium sp.* (Ø 45µm), G7b1



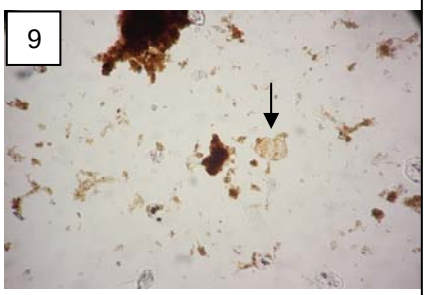
6. *Sphaeripollenites sp.* (Ø 30µm), G'19



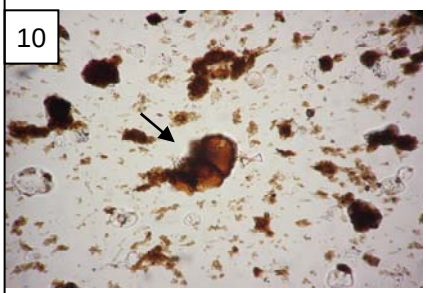
7. *Cyathidites minor* (Ø 21µm), G1



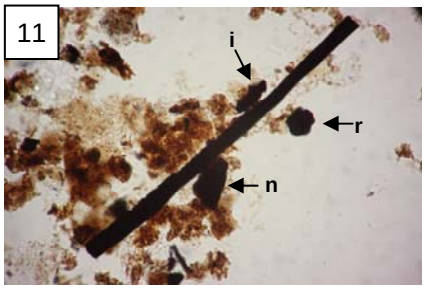
8. *Cymatiosphaera sp.* (Ø25µm), G7b1



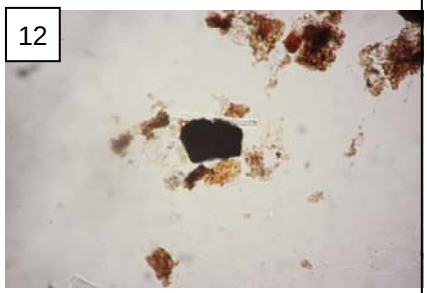
9. *Vitreisporites pallidus* (Ø 21µm), G'19



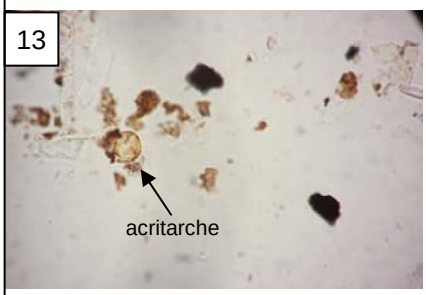
10. Fragment de basale de foraminifères (*Scytinascia* ; 45µm), G'19



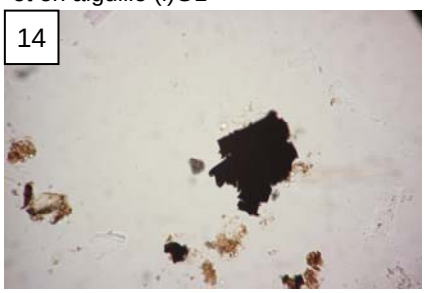
11. Grand phytoclaste en aiguille (longueur 200µm) et petits phytoclastes arrondi (r), anguleux (n) et en aiguille (i)G1



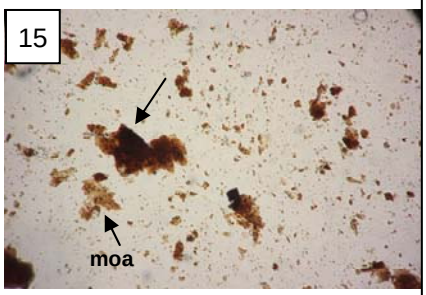
12. Phytoclaste arrondi (Ø 45µm), G1



13. Phytoclastes et acritarche lisse (Ø environ 20µm), G1



14. Phytoclaste anguleux (Ø 70µm), G1



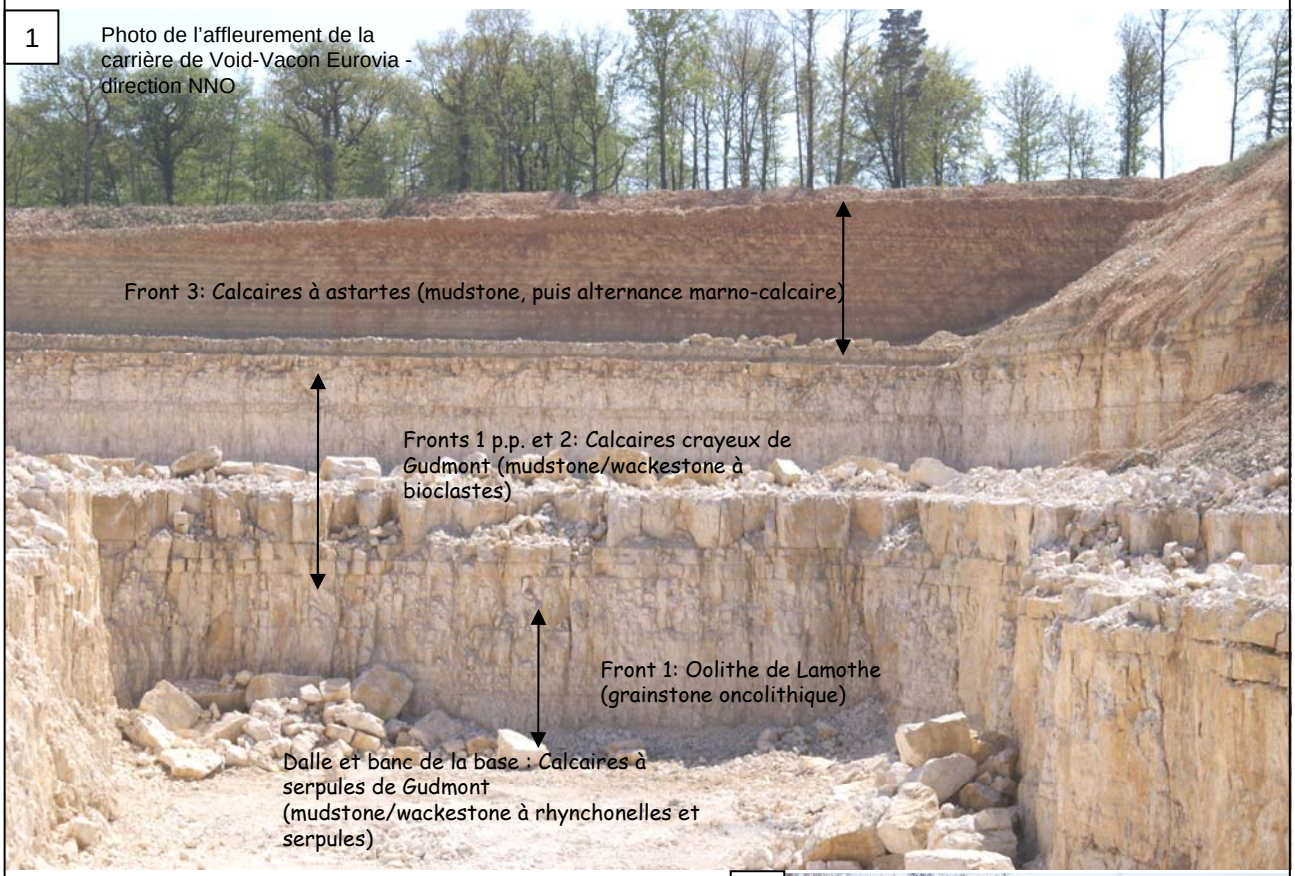
15. Palynofaciès à fragments de cuticules (flèche) et matière organique amorphe (moa), G'5

PLANCHE 10

Affleurement de la carrière de Void-Vacon

1

Photo de l'affleurement de la carrière de Void-Vacon Eurovia - direction NNO



2

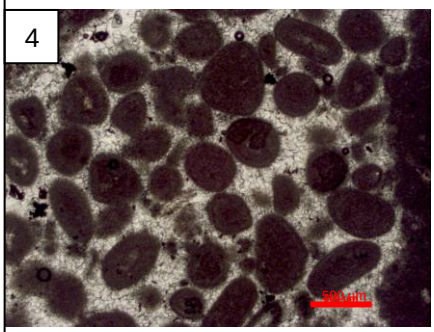
2. Surface taraudée de la base des Calcaires à astartes. Terriers centimétriques horizontaux

Niveau à ooïdes ferrugineuses : sommet des Calcaires à astartes ?

3

3. Sommet de la carrière : alternance marno-calcaire, micrite grise, bancs à terriers et à nodules

4

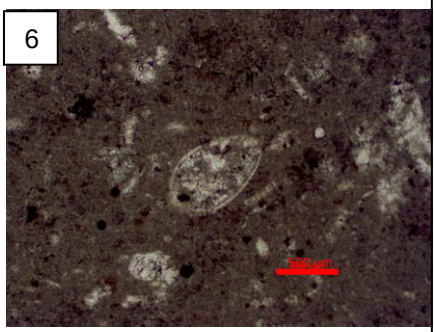


4. Micrograinstone à péloïdes(VoiL, base des Calcaires crayeux de Gudmont)

5

5. Ooïde laminée ferrugineuse avec pour nucleus *Lenticulina sp.* (Voi46, niveau ferrugineux du sommet des Calcaires à astartes)

6

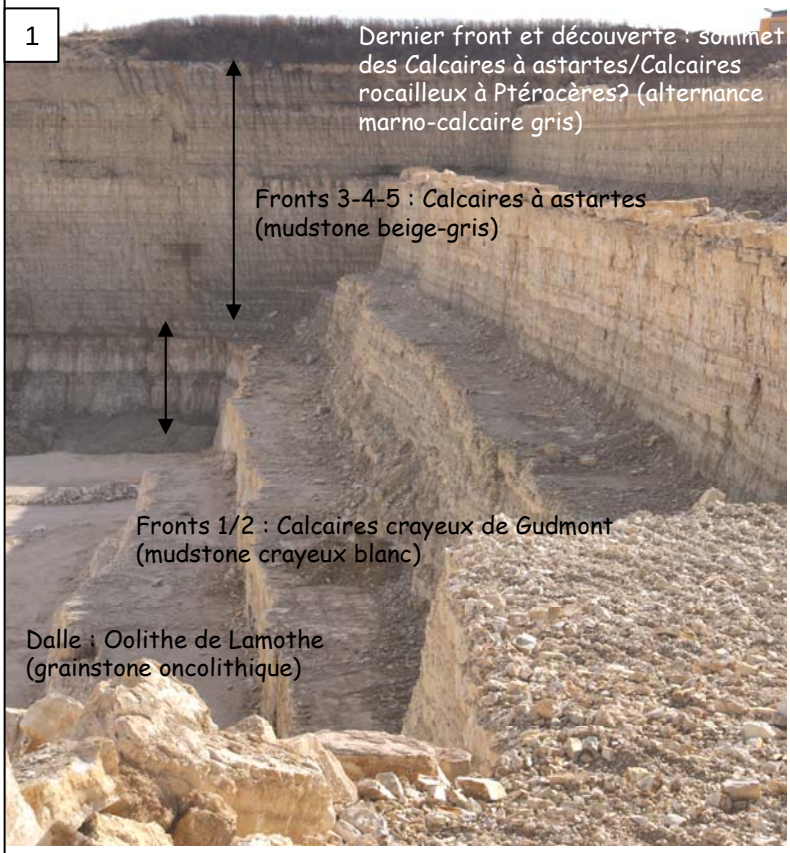


6. Ostracode (Voi46)

PLANCHE 11

Affleurement de la carrière de Ménil-la-Horgne

1



2

2. *Inoperna sp.* en place (MEN9)

3

3. *Pinna* sp. (MEN8)

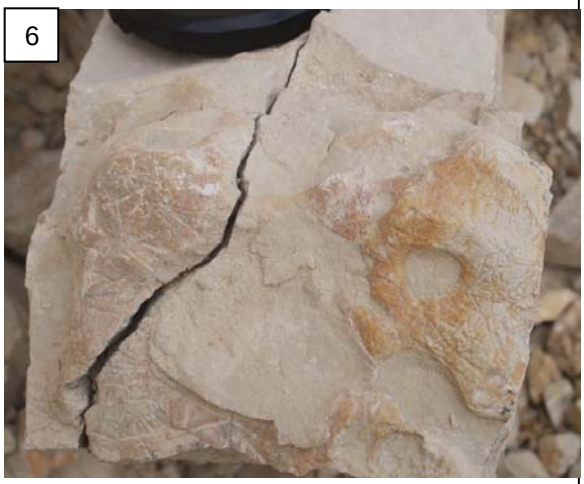
4

4. Rides de houle (base des Calcaires à astartes)

5

5.Terrier (*Thalassinoides*?) à remplissage oolithique (MEN15)

6

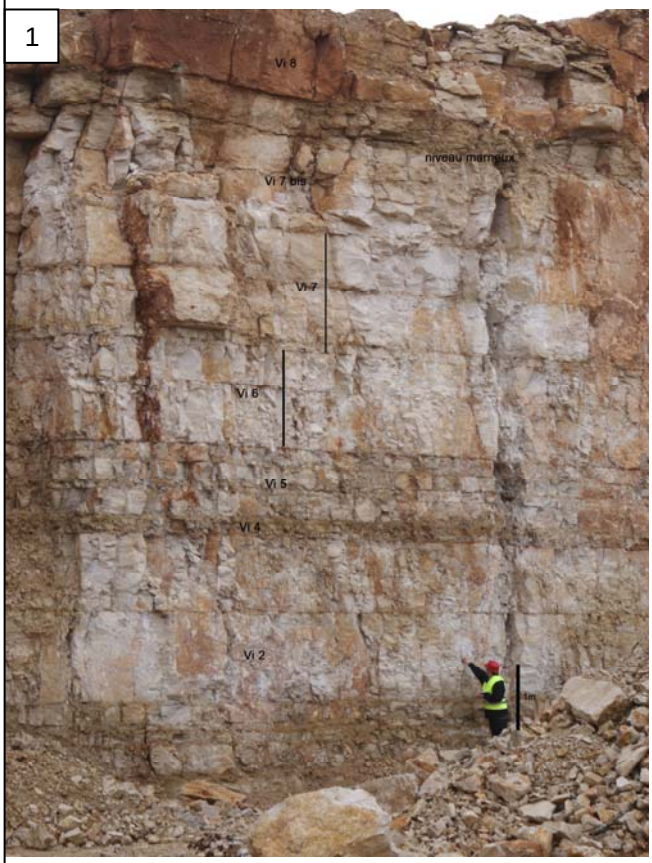


6. Surface remarquable bioturbée. Les bioturbations se présentent sous la forme de petites griffures claires (MEN13)

PLANCHE 12

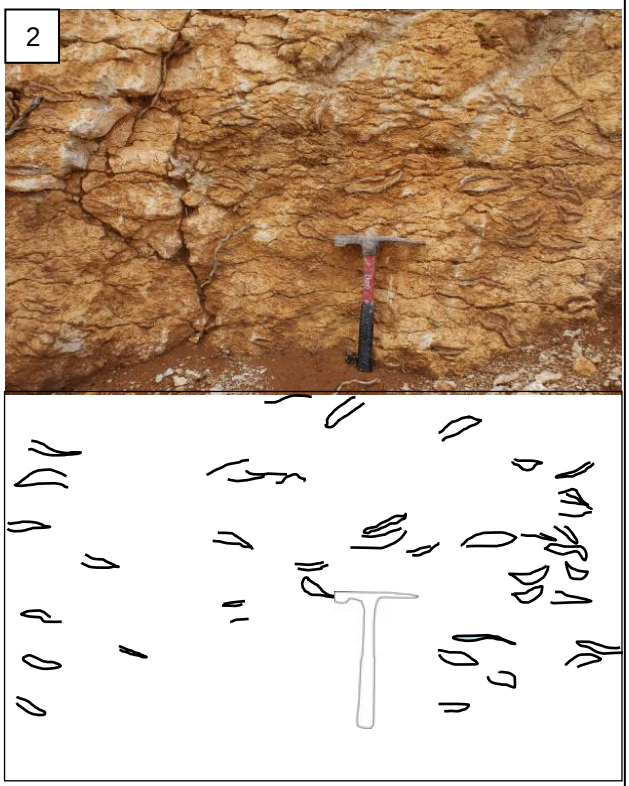
Affleurement de la carrière de Vignory

1



1. Base de la carrière. La partie hors de portée de main n'a pas été échantillonnée

2



2. Banc à *Trichites* sp. au sommet de la carrière

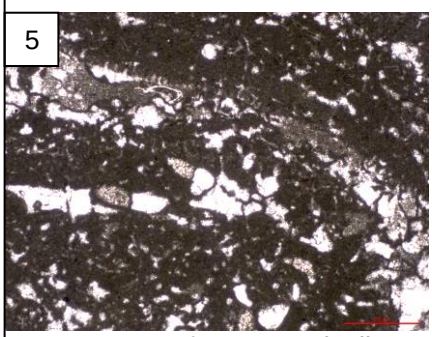
3

3. *Filograna socialis* (Goldfuss) (Calcaires à serpules de Gudmont ; Vi1)

4

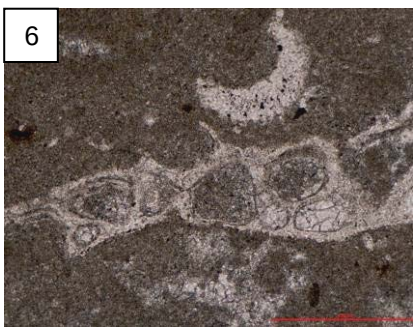
4.Stromatopores

5



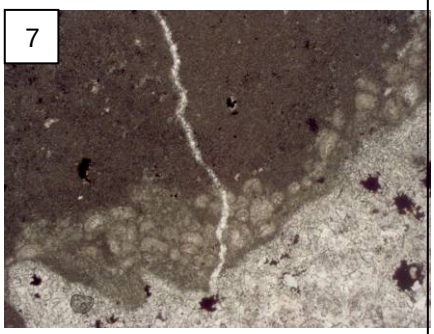
5. Structures de type *Bacinella* très abondantes (Calcaires crayeux de Gudmont ; Vi10)

6



6. Bryozoaires (Calcaires crayeux de Gudmont ; Vi10)

7

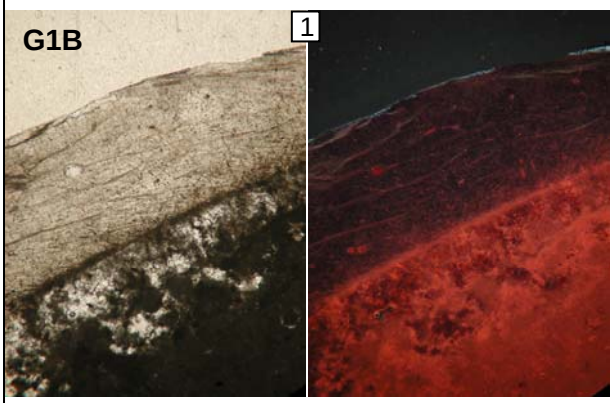


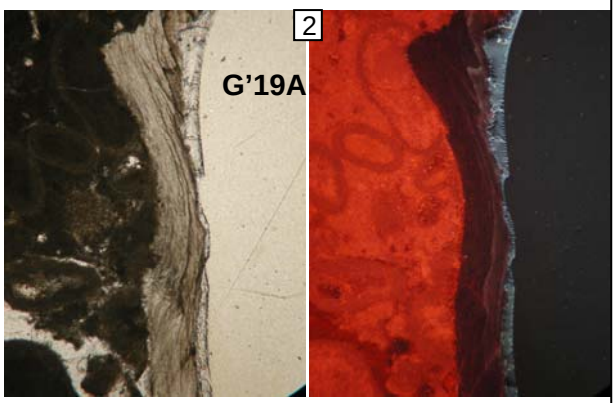
7. Corail encroûté par un 'microproblematica' de type *Koskinobullina* (cf Flügel 2004) (Calcaires crayeux de Gudmont ; Vi10B)

PLANCHE 13

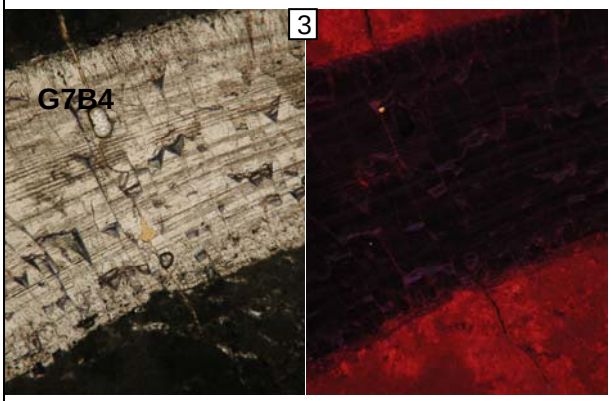
Coquilles de la coupe de Gudmont-Villiers observées par cathodoluminescence

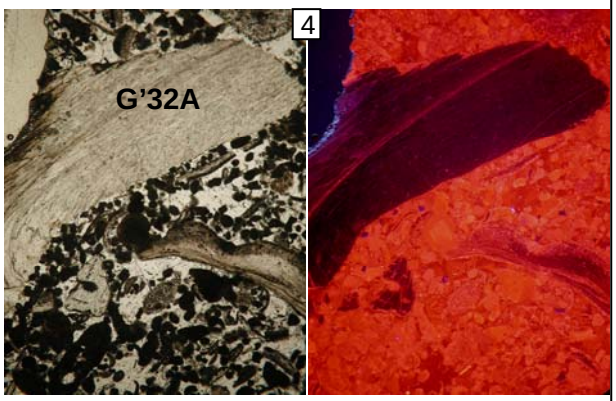
De 1 à 4 coquilles peu affectées par la diagenèse et utilisées pour l'analyse isotopique





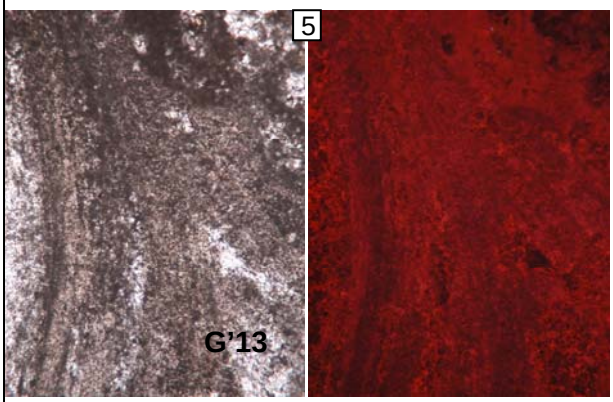
1. Structure foliée d'Ostreidae

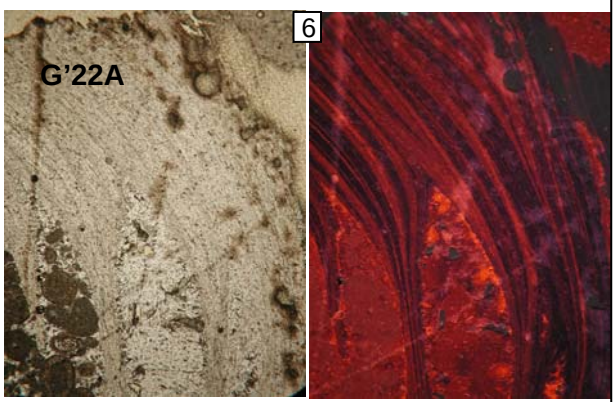


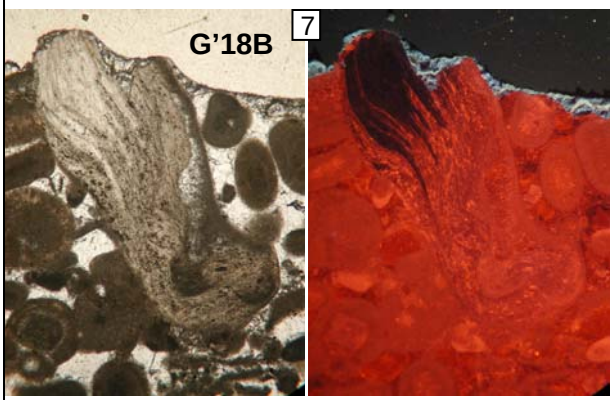


3. Structure prismatique de *Trichites*

De 5 à 8 coquilles trop diagénétisées pour être analysées en isotopie







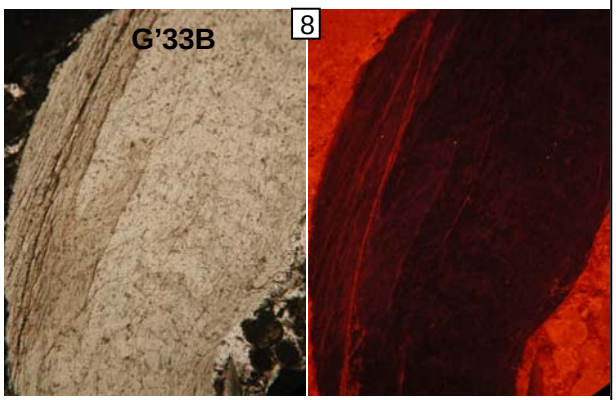


PLANCHE 14

Affleurement du Berry : la carrière de Mâron

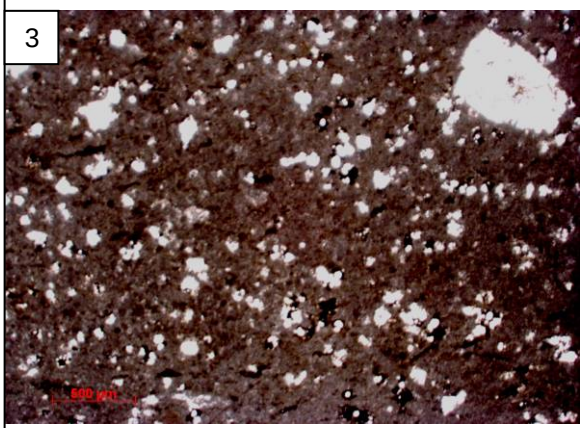
1

Carrière de Mâron. Les bancs sont pentés vers le centre du Bassin parisien. Les ammonites et spongiaires ont été récoltés au sommet et les niveau karstifiés sont aisément repérables

2

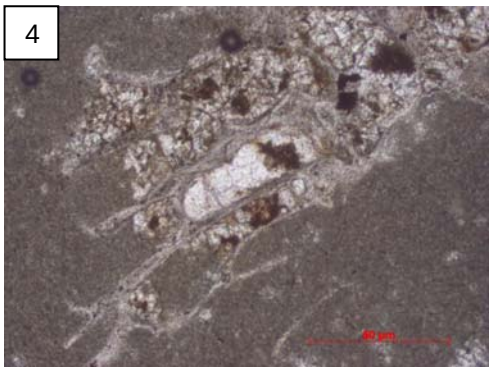
2. Spongiaire cupulaire prélevé au sommet de la carrière de Mâron..

3



3. Mudstone avec des pseudomorphoses de gypse et une structure en chicken-wire (MAR1).

4



4. Bryozoaires (MAR4).

5

5. *Glochiceras* ? (MAR4) (Calcaires glauconieux du Poinçonnet).

6. *Dichotomoceras ?* (fragment de tour à grosses côtes) *et, Perisphinctes (Dichotomosphinctes) gr. jelskii,* (à côtes plus fines bifurquées)(MAR4)

6

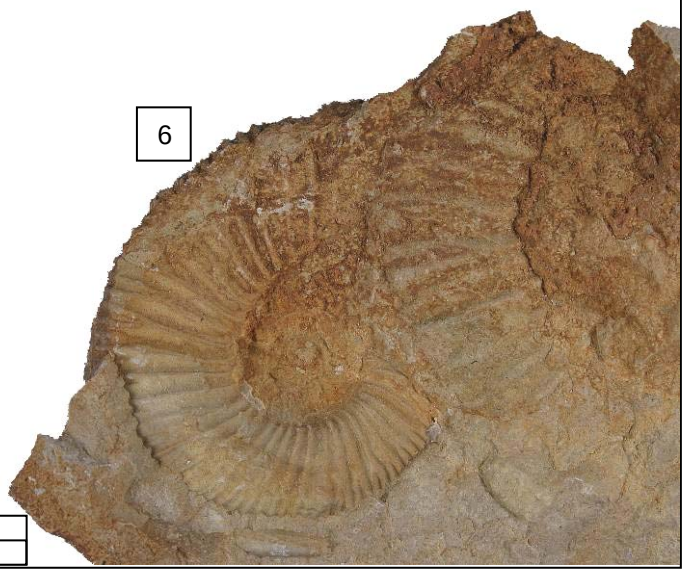
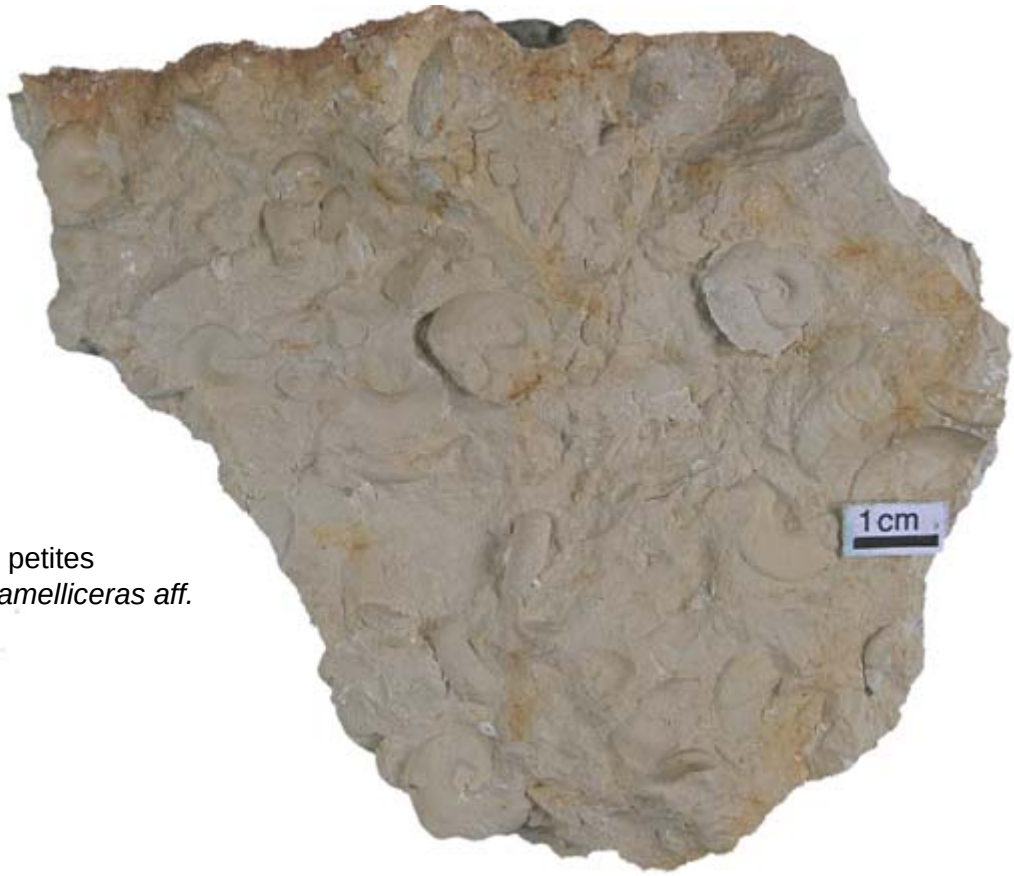


PLANCHE 15

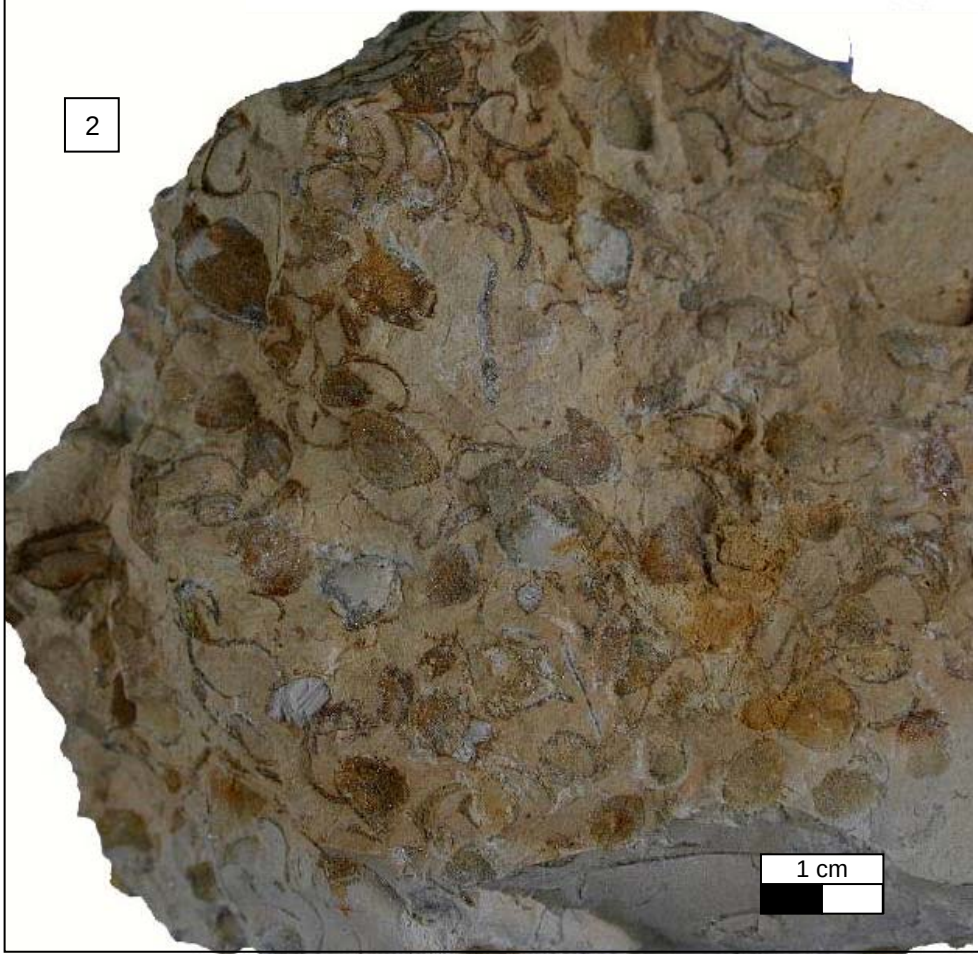
Affleurement du Berry : la carrière de Mâron

1



1. Nombreuses petites ammonites *Taramelliceras aff. polcheri*

2

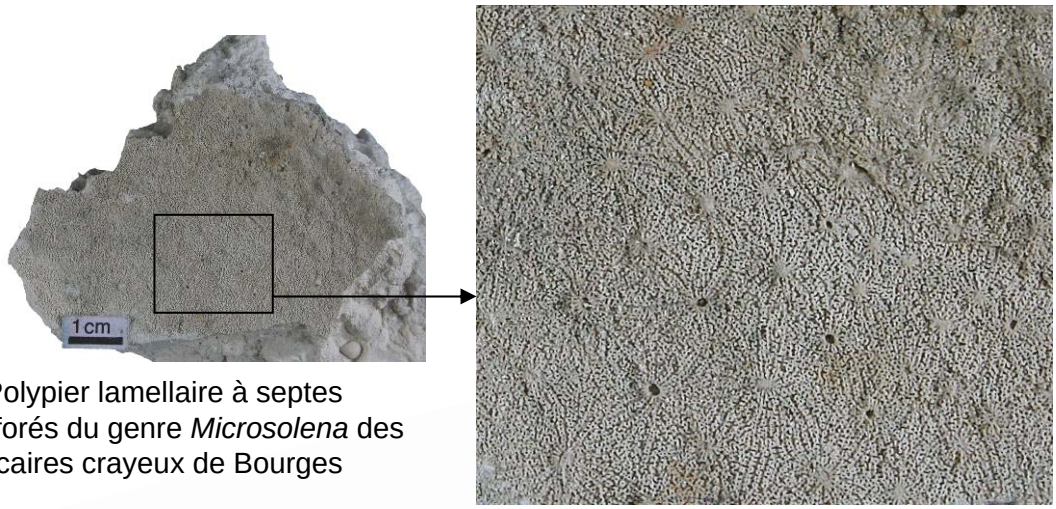


2. Lumachelles à Astartidae ferruginitisés de la carrière de Plaimpieds-Givaudins

PLANCHE 16

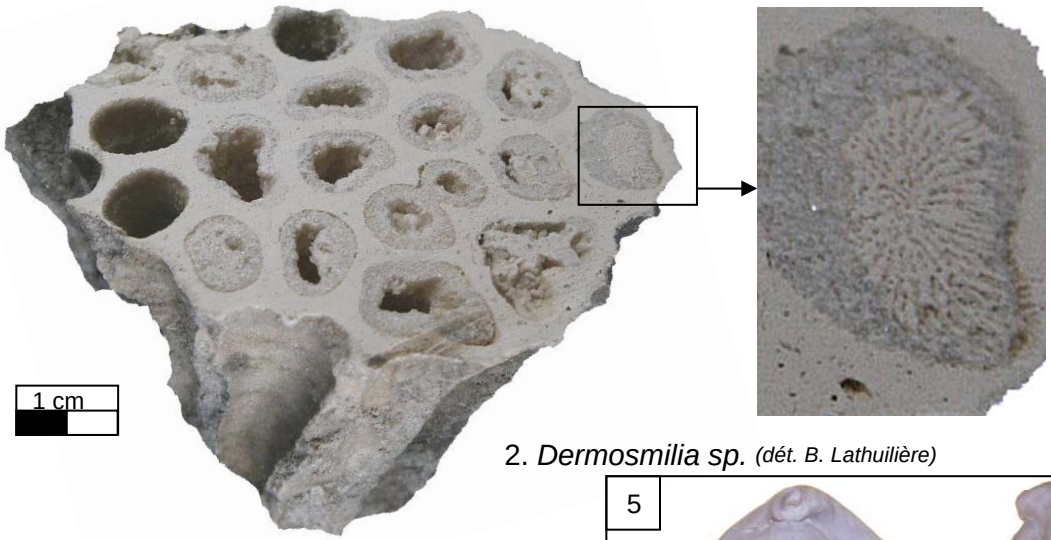
Affleurement du Berry : la carrière de Mâron

1



1. Polypier lamellaire à septes perforés du genre *Microsolena* des Calcaires crayeux de Bourges

2

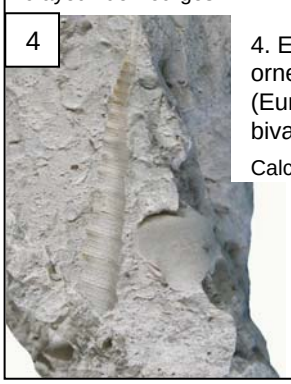


2. *Dermosmilia sp.* *(dét. B. Lathuilière)*

3

3. Kobyastraea bourgeati Calcaires crayeux de Bourges

4



4. Empreinte de sastropode avec une ornementation bien conservée (Eunerina?) *et moule interne d'un* bivalves hétérodonte

Calcaires crayeux de Bourges

5

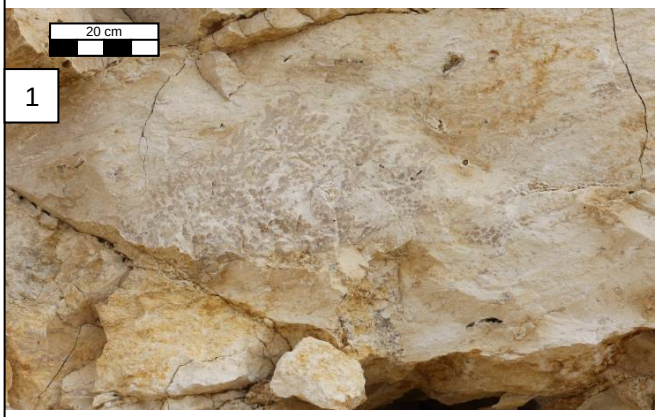
5. Postepithyris cincta (COTTEAU) Calcaires crayeux de Bourges *(dét. A. Boullier)*

6

6. Eunerina Calcaires crayeux de Bourges

PLANCHE 17

Affleurement du Berry : la carrière du Subdray

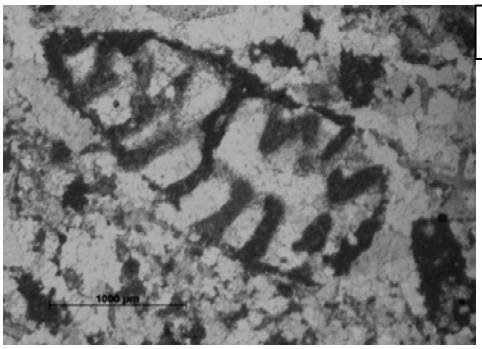


1. Corail branchu sur la paroi de la carrière du Subdray (Calcaires de Morthomiers, SUB19).

2. Echantillon scié de corail branchu : *Microsolena sp.* (Calcaires de Morthomiers ; SUB 15-19?)

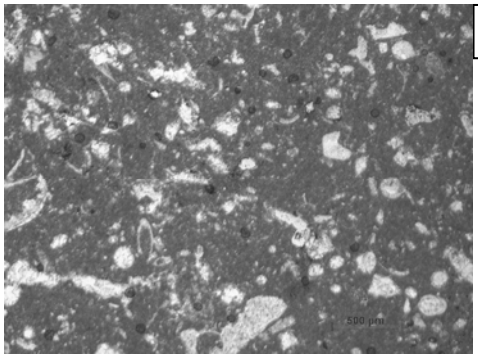
3. Corail lamellaire : *Comoseris sp*. (SUB18)

4. *Thalassionoides* (SUB 11)



6. *Labyrinthina mirabilis* ? (SUB19)

5. Coquilles et serpules coloniales (SUB 6)



7. Texture packstone des Calcaires de Morthomiers ; les bioclastes sont variés. (SUB19)

PLANCHE 18

Affleurement du Berry : Brachiopodes

1

1. *Aromasithyris riazi* BOULLIER
(Calcaires de Morthomiers ; SUB9)

2

2. *Zeillerina egena* BAYLE
(Calcaires de Morthomiers ; SUB8 et 9)

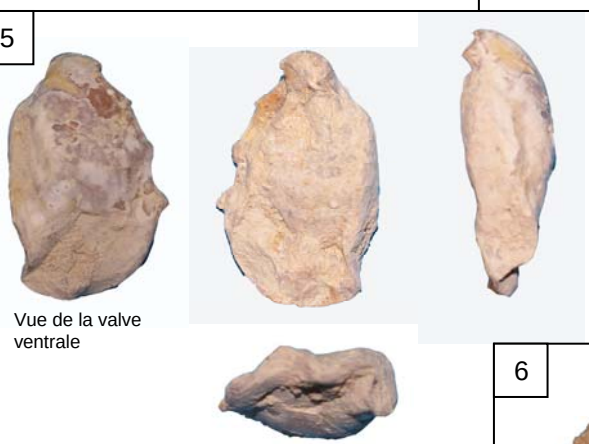
3

3. *Terebratula grossouvrei* (DOUVILLIE)
(Calcaires de Morthomiers ; SUB9)

4

4. *Septaliphoria pinguis* (ROEMER) (Calcaires de Morthomiers ; SUB17)

5



Vue de la valve ventrale

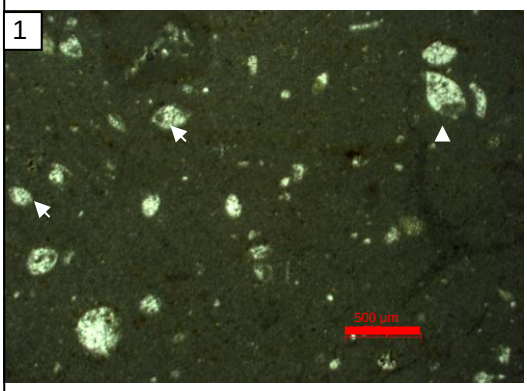
5. *Aromasithyris riazi* BOULLIER. Tous les spécimens sont très déformées (Calcaires à spongiaires du Poinçonnet ; MAR5)

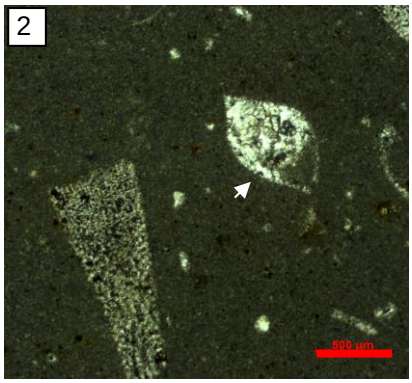
6

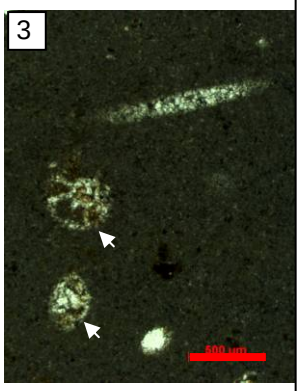
6. *Terebratula gr. baltzeri HAAS*
(Calcaires à spongiaires du Poinçonnet ; MAR5)

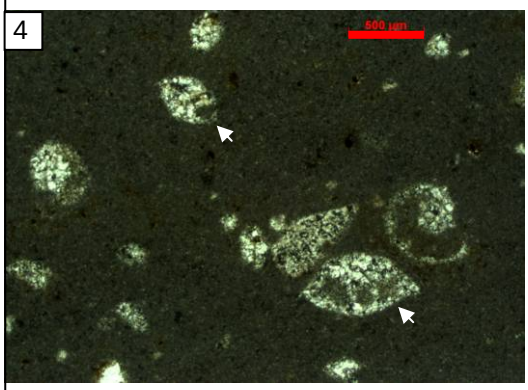
PLANCHE 19

Affleurement du Berry : Villepéant, Von/Saint-Maur et Toutifaut



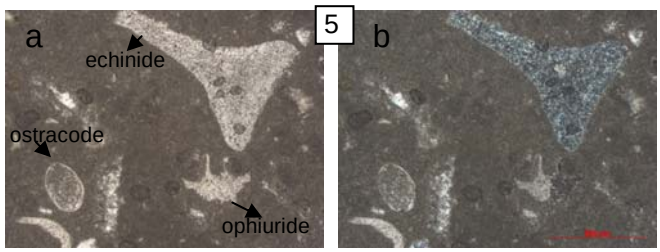




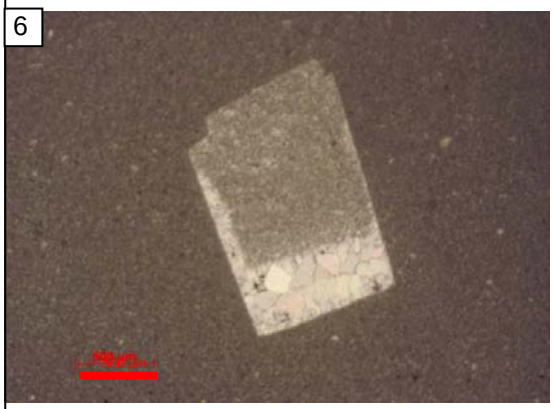


1 à 4. 'Calcite-eyes' et spicules dans une matrice mudstone (ViL1).

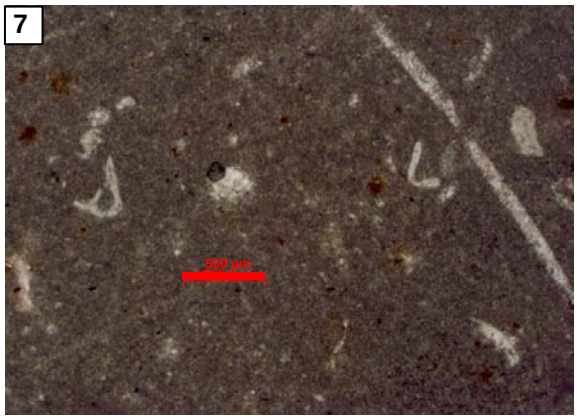
De nombreuses structures en forme d'œil correspondent en fait à des lenticulines recristallisées (flèche blanche).



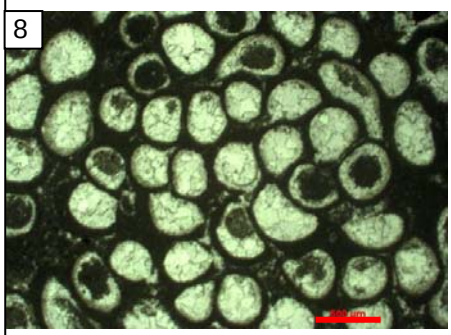
5. Articles d'échinodermes et ostracode en lumière normale (a) et lumière polarisée (b) dans une matrice micritique fine. L'article d'ophiure est à demi-éteint.



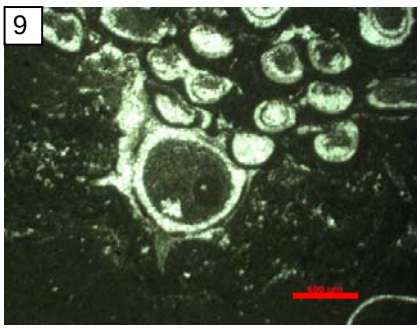
6. Pseudomorphose de gypse dans une matrice micritique fine (Von1)

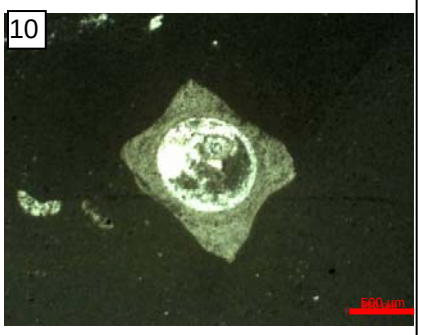


7. Spicules de spongiaires (TOU5)



8. *Filograna socialis* (GOLDFUSS) (ViL1)



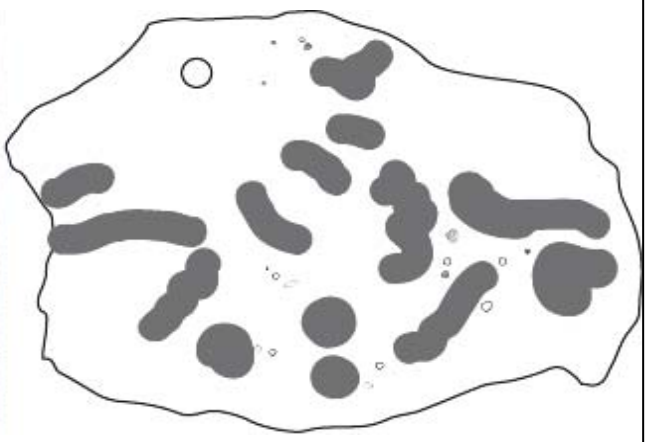


10. *Tetraserpula sp.* (ViL1)

PLANCHE 20

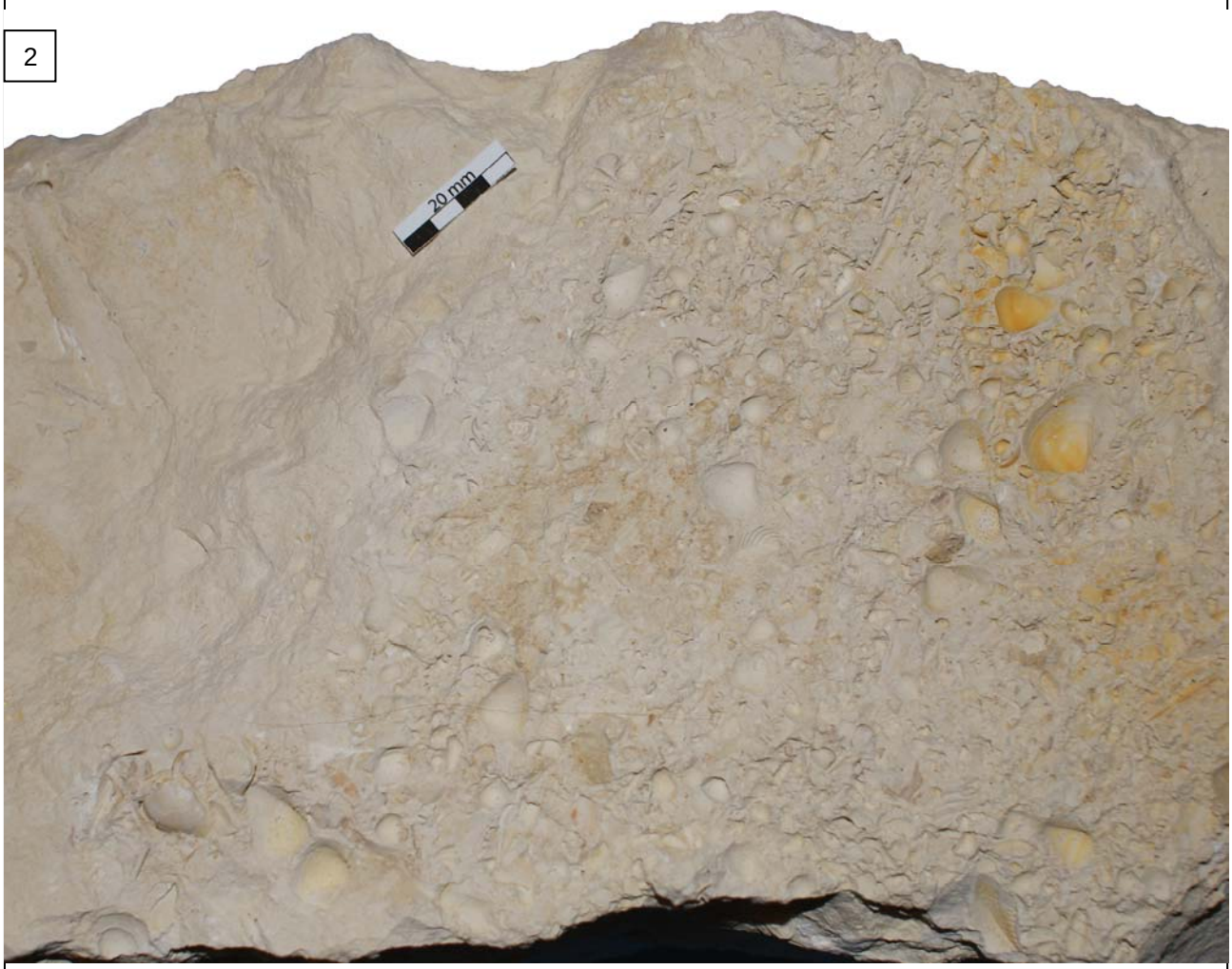
Affleurement du Berry : carrière de l'Irlandaise

1



1. Carrière de l'Irlandaise : bloc et schéma montrant les figures sédimentaires de zone peu profonde : les petits bivalves se trouvent dans les creux des structures (Calcaires de Levroux supérieurs)

2



1. Lumachelle de la carrière de l'Irlandaise : nombreuses empreintes de bivalves de petite taille : Astartidae, Trigoniidae, Pectinidae (Calcaires de Levroux supérieurs)

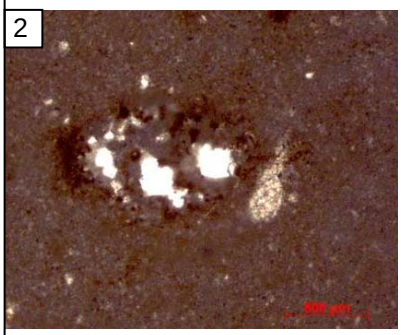
PLANCHE 21

Affleurement du Berry : carrières de Mehun et Feray

1

1. Carrière de Feray en cours de remblaiement : succession de bancs calcaires relativement réguliers quasi azoïques (Calcaires de Levroux supérieurs)

2



2. Lituolidae ferrugineux dans une matrice micritique fine (FER3)

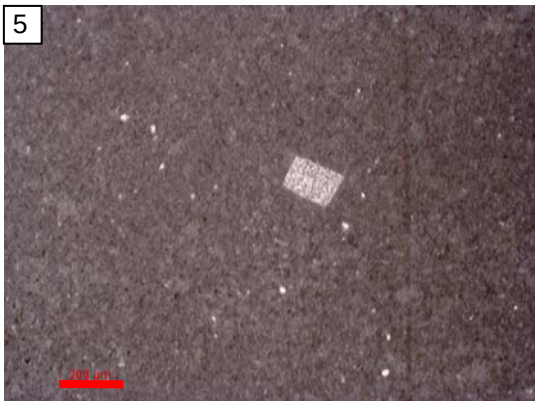
3

3. Surface taraudée de bloc de la carrière de Mehun

4

4. Terriers micritiques (carrière de Mehun : Calcaires de Levroux supérieurs)

5



5. Micrite quasi azoïque fine, pseudomorphose de gypse (MEH7 ; carrière de Mehun : Calcaires de Levroux supérieurs)

PLANCHE 22

Affleurement du Berry : Saint Doulchard

1

1. *Rhizocorallium* dans un banc calcaire des Marnes de Saint Doulchard

2

4 valves gauches nettement striées

2 valves droites

2. *Nanogyra striata* (SMITH) (extrait des marnes de Saint-Doulchard lavées)

1 cm

Affleurement de l'Ile de Skye

3

4

3. et 4. Ammonites de l'affleurement de Flodigarry sur l'Ile de Skye (3. photo prise sur place ; 4. après confinement et transport : sans traitement la roche sèche et devient très cassante)

5

1 cm

5. Bivalve très bien préservé de l'affleurement de Flodigarry sur l'Ile de Skye (Astartidae du genre *Nicaniella* (*Trautscholdia* ?).

Remarque : Les bivalves de Flodigarry n'ont fait l'objet d'aucune identification précise publiée à ma connaissance. Ils sont juste évoqués dans Sykes et Callomon (1979).

Liste des figures et tableaux

Chapitre I

Fig. 1. Reconstruction des cinq paléoenvironnements de Bure exposés et passage étudié dans ce mémoire (Dessins de P. Laheurte) 3
Fig. 2. Affiche de l'exposition 2
Fig. 1.1. Affleurements de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur en Europe et travaux récents en références (cf tableau 1.1). 17
Fig. 1.2. Carte géologique simplifiée du Bassin parisien (modifiée de la Carte géologique de la France au 1/1 000 000 du BRGM). Les cadres représentent les aires étudiées. 19
Fig. 1.3. Est du bassin de Paris extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000 ; situation géologique et coordonnées des différents affleurements étudiés. 21
Fig. 1.4. Sud du bassin de Paris extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000 ; situation géologique et coordonnées des différents affleurements étudiés. 22
Fig. 1.5. Situation géographique de l'Ile de Skye (Ecosse) et carte géologique de l'île modifiée de Yoxon (2000). L'étoile rouge correspond à la situation de l'affleurement de la baie de Staffin étudié (Flodigarry). 23
Fig. 1.6. Affleurement du Membre de Flodigarry (au nord de Isle de Skye). Chaque personnage (de gauche à droite V. Huault, B. Lathuilière et M. Gretz) se trouve sur un niveau repère (cf. chapitre V). 24
Fig. 1.7. Carte paléogéographique de l'Europe de l'Ouest au Kimméridgien inférieur. Simplifié de Cecca in Dercourt et al., 1993 et Thierry in Dercourt et al. (2000). 26
Fig. 1.8. Carte paléogéographique mondiale du Jurassique supérieur, modifiée d'après Blakey (2010, http://jan.ucc.nau.edu) et Scotese (1998). Les étoiles rouges représentent les lieux étudiés (Écosse et Bassin parisien) 28
Fig. 1.9. Synthèse des cycles séquentiels de grandes et moyennes échelles parus concernant le bassin de Paris et interprétations des cycles de dépôts locaux de plus basse fréquence (Carpentier, 2004 et Brigaud, 2006). 31
Fig. 1.10. Schéma des principaux faciès ou formations de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur autour du bassin de Paris. Repris de Mégnien et Mégnien, 1980 32
Fig. 1.11. Anciennes et nouvelles appellations du découpage lithostratigraphique à la limite Oxfordien / Kimméridgien en Lorraine et en Champagne-Ardennes 33
Fig. 1.12. Découpage lithostratigraphique à la limite O/K dans le Berry (départements du Cher et de l'Indre). 34
Fig. 1.13. Différentes propositions de placement de la limite Oxfordien-Kimméridgien. Les zones utilisées sont celles de Zeiss (2003). 36
1. Corrélations traditionnellement utilisées (Geyer 1969; Cariou et Hantzpergue, 1997)
2. Corrélations selon Birkelund et Callomon (1985); Melendez et al. (2006).
3. Corrélations selon Atrops et al. (1993)
4. Nouvelle proposition de corrélations par Matyja et Wierzbowski (2003) ; Wierzbowski et al. (2006) ; Przybylski et al. (2010) ; Wright (2010).
Fig. 1.14. Découpage stratigraphique du Jurassique supérieur : découpage actuel et âges à ± 4 Ma (Gradstein, 2004) et exemples d'unités stratigraphiques historiques basées sur l'étude des faciès pour le même intervalle 39
Fig. 1.15. Extrait des « Statistique géologique, minéralogique , minérallurgique et paléontologique du département de la Meuse » (1852). 38
Fig. 1.16 Extrait des « Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. » de Loriol, Royer, Tombeck (1872). 40

Tabl. 1.1. Tableau complétant la figure 1.1. Les numéros apparaissant sur la carte sont associés à des références traitant de la limite Oxfordien-Kimméridgien. Les coupes étudiées dans les localités étudiées sont listées. 28

Chapitre II

Fig. 2.1. Microhabitat et mode alimentaire associés à la morphologie du test basés sur des interprétations de l'observation de foraminifères jurassiques (Nagy, 1992; Tyszka, 1994) et sur des études actuelles (e.g., Corliss, 1985 ; Jones et Charnock, 1985; Bernhard, 1986). D'après Reolid et al., 2008). 53
Fig. 2.2. Légende des figurés et symboles utilisés dans les coupes de la thèse 59

Tabl. 2.1. Genres de bivalves rencontrés dans les différentes coupes et leurs habitats. 49
Tabl. 2.2. Valeurs des paramètres entrés dans les méthodes de lavage des cellules et d'extraction. 61

Chapitre III

Fig. 3.1 Situation géographique des coupes de Gudmont-Villiers : 1. bordure de la RN67 ; 2. Carrière Cemex. 68
Fig. 3.2. Coupe synthétique de Gudmont-Villiers : description lithologique, faunistique et interprétation séquentielle des environnements de dépôts. 70
Fig. 3.3 Coupe synthétique de Gudmont-Villiers : distribution de la microfaune et courbes de diversité 76
Fig. 3.4 Variations des proportions de l'assemblage dinoflagellés-spores & pollens-acritarches, des proportions de phytoclastes en fonction de leur habitus, de leur taille (supérieure ou inférieure à 20 µm). 80
Fig. 3.5 Mise en parallèle des associations microfaunistiques obtenus par analyses statistiques et dont les résultats sont décrits dans l'article en Annexe 1 et pourcentages d'éléments PM4 supérieurs ou inférieurs à 20 µm. La couleur rouge est associé aux bancs dominés par le petit benthos (association A, intervalle contenant les maxima transgressifs), la couleur verte colore les bancs dominés par les foraminifères complexes (Association B souvent associée aux maxima régressifs) et la couleur bleue représente les épisodes contenant des nombreux éléments remaniés. 81
Fig. 3.6 Diagramme replaçant les valeurs du $\delta^{13}C$ en fonction du $\delta^{18}O$ des échantillons de Gudmont-Villiers : a. tous les échantillons, sédiments et coquilles ; b. coquilles uniquement 83
Fig. 3.7 Courbes reflétant l'évolution du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des échantillons de coquilles et des échantillons de roche encaissante dans la succession de Gudmont-Villiers. Les courbes passent par chacun des points mesurés. 84
Fig. 3.8 Données isotopiques en $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ des coquilles et températures calculées selon l'équation d'Anderson et Arthur (1983) sur la coupe de Gudmont-Villiers. Les courbes du δ18O et δ13C passent par la moyenne des points lorsqu'ils y en a plusieurs pour un banc ; la courbe de températures est une courbe des moyennes mobiles par intervalle stratigraphiques de 5 à 10 m ce qui permet un lissage des données. 85
Fig. 3.9 Données élémentaires en Mg, Fe, Sr et rapports Mg/Ca et Sr/Ca des coquilles et des sédiments encaissants de la coupe de Gudmont-Villiers 87
Fig. 3.10 Teneurs en 56Fe et 57Fe obtenues en ICPS-MS dans les coquilles et dans le sédiment encaissant de la coupe de Gudmont-Villiers. Les courbes sont construites en passant par le point si la valeur est unique, ou part la moyenne des points s'il y a plusieurs mesures pour un même niveau stratigraphique. Cette méthode graphique est également celle utilisée pour les fig. 3.9 et 3.11. 87
Fig. 3.11 Comparaison de l'évolution des éléments majeurs (Mg, Mn, Fe) et trace (Sr), des rapports Mg/Ca et des valeurs $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles sur la coupe de Gudmont-Villiers 88
Fig. 3.12 Diagramme ternaire les proportions pondérales relatives des fractions aliphatique, aromatique et polaire pour chaque échantillon de la coupe de Gudmont-Villiers 89
Fig. 3.13 Courbe représentant le rapport Pr/Ph calculés dans les échantillons de matière organique soluble de la coupe de Gudmont-Villiers et fragmentogrammes m/z 191 de la fraction aliphatique des échantillons G'2 et G'23 indiquant la présence des isomères R et S des hopanes. 91
Fig. 3.14. Évolution des paramètres environnementaux suivant la distribution des organismes fossiles dans la succession de Gudmont-Villiers 96

Fig. 3.15 Diagramme représentant la teneur en Fe dans les échantillons par intervalle de 50 ppm. 101
Fig. 3.16 Coupe lithologique du puits principal d'accès de Bure, distribution des macrofossiles d'après Lathuilière et al. (2006) et cadre séquentiel. 106
Fig. 3.17 Coupe lithologique du puits principal d'accès de Bure, distribution de la microfaune et cadre séquentiel.....107
Fig. 3.18. Diagramme ternaire les proportions pondérales relatives des fractions aliphatique, aromatique et polaire pour chaque échantillon de le forage de Bure 108
Fig. 3.19 Situation géographique de la coupe de Vignory (IGN 1/25000) 114
Fig. 3.20 Coupe de la carrière de Vignory : lithostratigraphie et distribution faunique. 115
Fig. 3.21 Situation géographique des coupes à proximité de Void-Vacon 1. Carrière Chardot proche de la commune de Ménil-la-Horgne et 2. CarrièrEurovia.....118
Fig. 3.22 Coupe lithologique de la carrière Eurovia à proximité de Void-Vacon, distribution de la macrofaune et cycles eustatiques de moyenne fréquence 119
Fig. 3.23 Coupe lithologique de la carrière Eurovia à proximité de Void-Vacon, distribution de la microfaune 120
Fig. 3.24 Valeurs isotopiques des échantillons de coquilles reportés le long de la carrière de void-Vacon 124
Fig. 3.25 Coupe lithologique de la carrière Chardot à proximité de Ménil-la-Horgne, distribution de la faune et de la flore et cycles eustatiques de moyenne fréquence 127
Fig. 3.26 Distribution des espèces-indices récoltées sur le site de Gudmont-Villiers et reportées sur une coupe simplifiée 129
Fig. 3.27. Classification hiérarchique issue d'une analyse statistique (avec le logiciel PAST) constituant 2 groupes distincts d'un point de vue morphologique au sein de la population de rhynchonelles du niveau G1B de la coupe de Gudmont-Villiers 130
Fig. 3.28. Bracbiopodes récoltés dans les différentes coupes de l'Est du Bassin de Paris (échelle métrique). CSG=Calcaires à serpules de Gudmont ; OOL=Oolithe de Lamothe ; CCG=Calcaires crayeux de Gudmont ; CA=Calcaires à astartes ; CRP=Calcaires rocailleux à Ptérocères ; MEI=Marnes à exogyres inférieures. Les flèches et les accolades regroupent les espèces présentent dans les niveaux pointés. 132
Fig. 3.29. Distribution des brachiopodes dans les formations de l'Est du bassin de Paris. Les ammonites représentent les éléments biostratigraphiques de la littérature (Chap. I) et les brachiopodes, ceux évoqués dans cette étude. 133
Fig. 3.30. Schéma de répartition des faciès de la limite Oxfordien – Kimméridgien sur un transect N-S de la bordure Est du bassin de Paris 135
Fig. 3.31. Coupe synthétique, cadre schématique actualisé et cadre séquentiel de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur de Lorraine/Champage-Ardenne 137

Tabl. 3.1 Classification et brève description des différents types de palynomacéraux d'après Whitaker (1984) et Steffen (1993). 78
Tabl. 3.2 Échantillons utilisés pour les analyses géochimiques 82
Tabl. 3.3 Rapport Pristane/Phytane, abondances des BACQS ainsi que des hopanes suivant leur configuration dans les échantillons analysés de la coupe de Gudmont-Villiers 90
Tabl. 3.4 Rapport Pristane/Phytane, abondances des BACQS ainsi que des hopanes suivant leur configuration dans les échantillons analysés du puits principal d'accès de Bure 109
Tabl. 3.5 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans le forage de Bure et paléoenvironnements reconstitués par formation 111
Tabl. 3.6 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans la coupe de Vignory et évolution des paramètres environnementaux correspondant 117
Tabl. 3.7 Évaluation semi-quantitative des principaux groupes taxinomiques rencontrés dans la coupe de Void-Vacon et évolution des paramètres environnementaux 123

Chapitre IV

Fig. 4.1. Situation géographique de la carrière de Mâron. 142

Fig. 4.2 Coupe de la carrière de Mâron. 143
Fig. 4.3. Situation géographique de la carrière de Plaimpied-Givaudins 145
Fig. 4.4. Coupe de Plaimpied-Givaudins 146
Fig. 4.5. Situation géographique de la carrière dans le Bois Jouanin où affleurent les Calcaires crayeux de Bourges. 147
Fig. 4.6. Coupe du bois Jouanin 147
Fig. 4.7. Situation géographique de la carrière du Subdray (Calcaires de Morthomiers) 149
Fig. 4.8. Coupe de la carrière du Subdray 150
Fig. 4.9. Situation géographique et géologique des lieux de prélèvements à proximité des Breux. 1. Lieu 1 : Calcaires de Morthomiers 2. Lieu 2 : Calcaires de Montierchaume 152
Fig. 4.10 Situation géographique de l'affleuremenent MEAC et ancienne carrière de Von 153
Fig. 4.11. Coupe de l'affleurement à proximité de l'usine MEAC sur la commune de Von, au niveau du lieu-dit Toutifaut. 154
Fig. 4.12. Transect-section entre Montigny et Villepéant. 157
Fig. 4. 13. Situation géographique de la carrière Bel-Air / l'Irlandaise géographique 158
Fig. 4.14. Coupe située entre les lieux-dits l'Irlandaise et Bel-Air 159
Fig. 4.15. Situation géographique de la carrière de Feray 160
Fig. 4.16. Coupe de la carrière Feray 161
Fig. 4.17. Coupe de la carrière de Mehun 162
Fig. 4.18. Coupe de la carrière de la Madelaine 163
Fig. 4.19. Situation géographique des prélevements effectués dans les labours de la commune de Saint Genou 164
Fig. 4.20. Situation géographique des prélèvements effectués au niveau de la construction du lotissement du Clos 165
Fig. 4.21 Coupe de Saint-Doulchard 166
Fig. 4.22. Modèle de dépôt schématique plaçant les 9 faciès (B1 à B9) définis dans le tableau 4.1. Les échantillons sont distribués suivant 3 pôles caractérisant les milieux extrêmes de la plate-forme carbonatée du Berry : un pôle caractérisant des environnements peu profonds, restreints et calmes, un pôle caractérisant des environnements moins protégés et/ou plus profond et un pôle caractérisant des environnements peu profonds, restreints mais calmes. 168
Fig. 4.23. Distributions des coupes et affleurements étudiés dans le Berry. La zonation est reprise de Debrand-Passard (1982). 172
Fig. 4.24. Coupe schématique des dépôts des parties occidentale et orientale de la Champagne berrichonne, disposition des coupes levées sur ces coupes schématiques et hypothèses d'évolution séquentielle pour les deux parties. 175
Fig. 4.25. Coupe synthétique, cadre biostratigraphique et cadre séquentiel de l'intervalle Oxfordien supérieur / Kimméridgien inférieur du Berry 179

Tabl. 4.1. Tableau des différents faciès rencontrésdans les affleurements du Berry regroupés en 10 catégories. Les appellations de la première colonne (B1, B2…) se retrouvent sur les coupes des figures précédentes et sur le modèle de faciès (fig. 4.2). 169

Chapitre V

Fig. 5.0. Récapitulatif des résultats des travaux concernant l'affleurement de Flodigarry (Ile de Skye). 182
Fig. 5.1. Locality map of the Isle of Skye in Scotland and location of the Flodigarry section (star); (map adapted from Ordnance Survey). 186
Fig. 5.2. Lower Kimmeridgian palaeogeographic map adapted from Cecca in Dercourt et al. (1993) .187
Fig. 5.3. Map of the foreshore at Flodigarry and details on beds and section (see text). 188
Fig. 5.4. Biostratigraphic framework of the Flodigarry Shale Member and stratigraphical position of the beds 189
Fig. 5.5. Flodigarry exposure : shale (foreground), dolerite boulders and brown and green seaweeds .190

Fig. 5.6. Algal signature : a. chromatogram of the aliphatic fraction of the sample of the alga *Enteromorpha intestinalis* : we can see the n-alkanes distribution; b. partial chromatogram of the polar fraction of the sample of the alga *Fucus vesiculosus* and mass spectrum of the Fucosterol peak. 191
ig. 5.7. Soluble yield of the organic matter, Carbon Preference Index (CPI), n-C24 +/n-C24- ratio, Pristane/Phytane ratio and δ18O (values of Wierbowski 2004) of the samples of clay and limestone beds of the Flodigarry section. The bed rimmed by grey circle is the bituminous bed, the bed 36 rimmed in orange is the boundary bed between Oxfordian and Kimmeridgian stage proposed by Wierzbowski et al. (2006).....192
Fig. 5.8. Ternary plot and relatives proportions of aliphatic, aromatic et polar fractions for each sample of the Flodigarry shale section.....193
Fig. 5.9 Bimodal distribution of the n-alkanes : example of the sample F539 (m/z 57). 194
Fig. 5.10. Partial chromatogram from the aliphatic fraction of the sample F545a (m/z 191). 196
Fig. 5.11. Chromatogram of the aliphatic fraction of the sample F545a (m/z 217, 257, 271). Diasterenes and methyldiasterenes peaks are predominant. C26 to C29 : regular steranes having from 26 to 29 carbon atoms; Di-C27 to Di-C29 : diasterenes having from 27 to 29 carbon atoms; Me-Di-C27 to Di-C29 : methyldiasterenes having from 27 to 29 carbon atoms.....197
Fig. 5.12. Partial chromatogram from the aromatic fraction of the sample F539 (m/z= 219, 234, 183 and 198). 198
Fig. 5.13. Chromatogram of the polar fraction of sample F545 showing oxygenated plant biomarkers. The dotted box presents the zoomed part displayed under the whole chromatogram. Mass spectra of compounds a (podocarpa-8,11,13-trien-12-ol), b and c are also pointed out. 200

Table 5.1. Peak assignments for hopanes, hopenes and benzohopanes (m/z 191) represented in Fig. 5.10. 194

Chapitre VI

Fig. 6.1.Coupes schématiques de l'Est et du Sud du Bassin parisien encadrées par leurs zonations biostratigraphiques et leur interprétation séquentielle. Les traits pointillés roses numérotés de 1 à 5 sont les corrélations établies entre les deux régions (voir texte).....213
Fig. 6.2. Schéma des formations lithostratigraphiques au passage Oxfordien-Kimméridgien dans les régions Poitou-Charente, Berry, Lorraine-Champagne, Bourgogne, Franche-Comté, Jura. La ligne verte indique la limite entre les zones à Planula et Platynota (ou Rupellense). Les colonnes lithostratigraphiques schématisées sont encadrées par les zonations à ammonites les plus abouties : zonation de Charente établies par Hantzpergue (1985) et zonation du Jura (Enay et al., 1988 ; Cochet et al., 1994). La position des limites de séquences Ox8, Kim1 etc. sont extraites de Cariou (2009) pour le Jura français et de Gygi et al. (1998) ; Jank (2004) ; Strasser (2007) pour le Jura suisse. 217

Conclusion et perspectives

Fig. 7.1. Carte paléogéographique du Kimméridgien inférieur (modifiée de Cecca et al., 2003) ; hypothèse a : les courants provenant de l'océan Arctique s'accentuent durant les périodes froides ; hypothèse b : une barrière se met en place au Sud du Bassin parisien, limitant l'influence des courants d'origine téthysienne.....224

Annexes

Annexe 1 : Article Lefort *et al.*, in press

Annexe 2 : Coupes de Gudmont-Villiers RN67 et carrière Cemex

Microfossil assemblages and relative sea-level fluctuations in a lagoon at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (Upper Jurassic) in the Eastern part of the Paris Basin

Apolline Lefort, Bernard Lathuilière, Cédric Carpentier, Vincent Huault

Laboratoire G2R, Nancy-Université, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.
E-mail: apolline.lefort@g2r.uhp-nancy.fr
Tel: 0033 383 684 736
Fax: 0033 383 684 701

Keywords: Upper Jurassic, benthic foraminifera, algae, carbonate platform, Paris Basin, relative sea level

Abstract

The Late Oxfordian-Early Kimmeridgian interval of the eastern part of the Paris Basin is characterized by a carbonate succession deposited in shallow-marine platform environments. The Gudmont-Villiers section is represented by deposits ranging from barrier to typical lagoonal environments often poor in macrofossils. Previously unpublished calcareous microfossils are more abundant and provide alternative paleoenvironmental indicators. They also provide a biostratigraphical framework across the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. The evolution of microfossil associations (algae and benthic foraminifera) in the lower part of the section, based on statistical analyses, is correlated to the sea-level variations. The first highly diversified association composed of small agglutinated and calcitic foraminifera (miliolids, textulariids, *Spirillina*, *Trocholina*, *Molherina basiliensis* etc.) characterizes high sea-level deposits; a second association richer in large agglutinated foraminifera (*Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina*, *Nautiloculina oolithica*) is significantly abundant in low sea-level deposits. A third association characterizes beds with a significant occurrence of encrusting micro-organisms and algae (*Lithocodium aggregatum*, *Troglotella incrustans*, *Cayeuxia piae*, dasycladaceans). The upper part of the section is marked by more argillaceous beds and by the occurrence of one opportunist taxon (*Lenticulina*). This study shows that the microfauna-flora evolution in an internal carbonate platform environment constitute an efficient tool to determine variations in the relative sea level.

Introduction

The stratigraphy of the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) of the Paris Basin has been described for a long time (Buvignier 1857; Dechaseaux 1932; Mégnien and Mégnien 1980). However, microfossils, and especially benthic foraminifera, have never been detailed in the eastern part of the Paris Basin. In many locations, the Oxfordian/Kimmeridgian (O/K) boundary in Western Europe is characterized by shallow-marine deposits. These limestones are often poor in fauna, and

particularly in biostratigraphical markers such as ammonites. The scarcity of marker fossils makes it difficult to resolve the biostratigraphical problem of the O/K boundary. Moreover, the synchronous O/K boundary is still difficult to decipher both in boreal and tethyan paleobiogeographic realms (Cariou and Hantzpergue 1997; Matyja and Wierzbowski 2003; Zeiss 2003). The lack of macrofossils also hampers a reconstruction of paleoenvironmental changes. Thus, the microfaunal and microfloristic assemblages constitute the more significant paleontological data set available in the limestone succession considered here. These assemblages could be helpful to decipher the paleoenvironmental factors involved in the major drowning of the Oxfordian carbonate platform. The observed section represents a turning point following the Middle Oxfordian time of great expansion of reefs over the whole northern margin of the Tethys (Cecca et al. 2005) and predates the expansion of boreal ammonite facies over a wide west-European shoal during the Upper Kimmeridgian (Hantzpergue 1995).

The record of low-frequency cycles of sea-level variation (2^{nd}-order of Jacquin and de Graciansky 1998) is characterized by a sequence boundary within the Oxfordian (Bifurcatus zone/Bimammatum zone boundary) and a maximum flooding within the Upper Kimmeridgian (Jacquin and de Graciansky 1998; Guillocheau et al. 2000). Higher frequency cycles can be determined with facies analysis (Carpentier in Lathuilière et al. 2003, fig. 54).

The aim of this study is to explore in details the paleontological microfossil signal in a carbonate succession deposited during the Late Oxfordian-Early Kimmeridgian interval and to test how far micropaleontological assemblages reinforce or weaken the sequence stratigraphic frame established independently (Carpentier in Lathuilière et al. 2006, fig. 54). Several drillings and sections were investigated in the eastern Paris Basin in connection with the recent development of the underground laboratory of the French national agency for nuclear waste (ANDRA). The most representative of them, the Gudmont-Villiers section, allowed us an extensive thin section-based study of diversity changes and revealed an unsuspected fauna and flora of foraminifera and algae.

Geological, biostratigraphical and paleoenvironmental setting

The studied outcrops separated by 1.5 km, are located in the eastern part of the Paris Basin at Gudmont-Villiers (Haute-Marne, France; one outcrop along the national road 67and the top of the succession in a quarry; N48°20’36” /E05°08’14”) (Fig. 1).

Both outcrops are complementary and exhibit a thick Oxfordian/Kimmeridgian succession (65 m) including pure limestones, marls and argillaceous limestones. The sedimentology of the sections has already been studied (Vincent 2001; Carpentier 2004; Brigaud 2006). The lithostratigraphy of the studied sections is presented in Figure 2.

The uppermost Oxfordian biostratigraphical evidence was found in the *Oolithe de Saucourt* Formation in Pagny-sur-Meuse (Olivier et al. 2004) and corresponds to the Bimammatum zone. Younger ammonites were found in the *Calcaires à Ptérocères* Formation and indicate the Cymodoce zone (Hantzpergue 1985) (Fig. 3). In spite of the singular location of the Lorraine platform during the Late Jurassic, *i.e.* at the boundary between the biogeographical boreal and tethyan realms, ammonites are lacking and the correlation between provinces are consequently a matter of debate (Cariou and

Hantzpergue 1997; Matyja and Wierzbowski 2003; Zeiss 2003; Callomon 2005). This lack of accurate biostratigraphical reference is distinctive of the Upper Oxfordian/Lower Kimmeridgian interval in the shallow carbonate platforms of Western Europe.

During the Early Kimmeridgian, the Lorraine platform was located at subtropical latitudes (27-28°N, Thierry et al. 2000) (Fig. 1) and the epicontinental sea was connected with Atlantic, Tethys and Arctic oceans. The nearest emerged massifs (about 100 km to the North) was the London-Brabant Massif and its erosion provided most of the siliciclastic input (Cecca et al. 1993; Olivier et al. 2004). Other landmasses, such as Armorican Massif and Central Massif sporadically supplied material (Carpentier et al. 2006; Mégnien and Mégnien 1980). The North Sea dome continued to deflate and its margins were flooded by marine incursions. The moderate subsidence rate coeval with high carbonate productivity explains the persistence of the carbonate platform and the shallowing-up of depositional environments.

The Jurassic climate has been historically described as a greenhouse climate with equable global climatic conditions and warm temperatures (Hallam 2001). The revival of paleoclimatic studies involving isotopic, biogeographic and modelling studies show climatic changes during the Late Jurassic (Weissert and Mohr 1996; Dromart et al. 2003; Gröcke et al. 2003; Jenkyns 2003; Cecca et al. 2005; Sellwood and Valdes 2006). Locally, Brigaud et al. (2008) evidenced a warming of about 7°C during the Bimammatum-Cymodoce interval.

The evolution of the depositional environment of the Oxfordian carbonate platform characterizes a shallowing-up trend followed by a major transgressive period during the Kimmeridgian (2^{nd}-order cycle). The maximum flooding surface occurred during the Late Kimmeridgian (*Marnes à exogyres supérieures* Formation, Autissiodorensis zone) (Guillocheau et al. 2000). Some higher frequency cycles, based on facies and geometries, were described by Carpentier (2004).

Material and methods

A total of 73 beds were sampled along the succession and about 160 thin sections were observed. Stacking patterns of beds, facies and microfacies were examined in detail. Sedimentary structures such as ripple marks, crossbedding, birdseyes and occurrence of argillaceous intercalation, paleosoils or facies change were described for each bed. A part of the sequential analysis was done by Carpentier (2004). Microfauna composition was approached by thin-section analysis. The traditional technique for foraminifera determination recovered from indurate limestones is difficult. The determination depends on the preservation of fossils and their orientation within the limestone so, we have multiplied observations**.** More than 1300 microfossils were identified and attributed to different taxonomic levels (species level essentially). The identified taxa are based on the classification proposed by Loeblich and Tappan (1988). When small biserial, triserial or low trochospiral agglutinated foraminifera were not discernible, the appellation T.V.T. for Trochamminidae-Verneuilinidae-Textulariidae was used (see Meyer 2000; Wernli 1971). The systematic assignment of each taxon is resumed in Bernier (1984), Omaña and González Arreola (2008), Piuz (2004), Samson (1997), Septfontaine (1988), Meyer (2000).

A total of 40 identified taxa allowed calculating two complementary diversity indices.

- The **Shannon index** is based on the formula $S=-\Sigma(Ni/N)*\ln(Ni/N)$, where *Ni* is the number of individuals per genus; *N* the total number of individuals. *S* is minimal (=0) if all the individuals of a

population belong to only one genus. *S* is also minimal if in a population each genus is represented by only one individual. The index is maximal when all the individuals of a population are equally distributed between genera.

- The **Hill index** is a measure of proportional abundance, permitting the combination of the Shannon (**S**) and **D**= Σ Ni(Ni-1)/N(N-1) (Simpson index), Hill = (1/D)/exp(S). Hill's diversity can be considered as the number of common species in the population. The maximum of diversity is reached when the Hill Index tends towards zero (Gray 2000; Hill 1973).

In order to understand the distribution of taxa along the section, statistical analyses were carried out. The **Multiple Correspondence Analysis** (MCA) may be considered as an extension of a simple correspondence analysis to more than two variables (Benzecri 1973; Bonnet et al. 1999). MCA is obtained by using a matrix in which entries are 0=absence of the taxon or 1= occurrence of the taxon.

Then, to give rise to the groups determined by MCA, a **hierarchical clustering analysis** (HCA) has been performed on the coordinates of beds and taxa (using Pearson dissimilarity method with XL-Stat). Groups were finally controlled by a Factorial Discriminant Analysis. Such statistical procedures were already used for instance by Bonnet et al. (1999), Piuz (2004), Rey et al. (2000), Bouhamdi et al. (2000), Piuz (2008).

In order to build pie-diagrams, the ecological and morphological features of microfaunal assemblages were identified: (1) microhabitat depth in the sediment (epifaunal vs infaunal), (2) shell composition (agglutinated, calcitic and aragonitic) and abundance of algae and microencrusters. The microhabitat was assigned from the literature from Jones and Charnock (1985) and Reolid (2008). The feeding strategy and the life positions of Jurassic foraminifera are established by these authors according to a comparison on the shell morphology of Jurassic and modern foraminifera.

Results

Stratigraphic features

The synthetic section of Gudmont-Villiers (Figs. 4, 5) provides a succession of five calcareous formations.

The *Calcaires à serpules de Gudmont* (CSG) Formation is characterized by packstone, wackestone and azoic mudstone facies. Packstone beds are rich in colonial serpulids (*Serpula socialis*), brachiopods (rhynchonellids), *Ostrea* and Pectinacea (*Entolium, Oxytoma*). The CSG Formation is rich in foraminifera, especially small agglutinated and calcitic foraminifera such as *Hungarillina pedunculata*, *Nautiloculina oolithica* and *Labalina.* Spicules of sponges and clasts of echinids are also observed in thin section. Carpentier (2004) suggested a first regression trend during the CSG characterized by a vertical increase of oolitic inputs in storm deposits. The regression maximum is reached at the end of the oolitic unit (*Oolithe de Lamothe* Formation).

The *Oolithe de Lamothe* Formation (OOL) is an oolitic cross-bedded grainstone. The macrofauna, made of abraded corals, bivalves and gastropods, is allochthonous. The microfacies is poor in fauna. The exclusive abundant foraminiferal taxa are *Alveosepta jaccardi* and *Everticyclammina virguliana* (Fig. 5). Green algae (dasycladaceans) and blue-green alga (*Cayeuxia piae)* were also observed. Such a sedimentary setting with warm-water fauna indicates a lagoonal environment close to a barrier (Carpentier 2004). Large oolitic sandwaves, herringbone structures and mud drapes suggest a tidally

influenced environment. The sharp boundary between the OOL Formation and the CSG Formation indicates a discontinuity induced by a relative sea-level fall.

In this study, the *Calcaire Crayeux de Gudmont* (CCG) Formation corresponds to the lower part of the former *Calcaires à astartes supérieurs stricto sensu* Formation (Fig. 2). The CCG Formation is characterized by a chalky limestone with common coarse grains. Several facies are observed: wackestone with corals and *Cladocoropsis mirabilis*, oolitic packstone/grainstone and mudstone with pink ooids and birdseyes. Nerineacea, corals like *Stylina* or *Pseudocoenia*, stromatoporoids, a high proportion of algae (dasycladaceans and *Cayeuxia*) and miliolids. More than 22 taxa of foraminifera were identified. The shallow platform recorded three complete high-frequency transgressive/regressive cycles characterized by oolitic or oncolitic packstone/grainstone of external lagoonal environment deposited during floodings and mudstone/wackestone with birdseyes of emersive internal lagoon deposited during low relative sea-level periods. Also, the maximum regression of the 2nd-order cycle R8/T9 of Jacquin and de Graciansky (1998) is reached within the CCG Formation. Evidence of emersion is provided by birdseyes mudstone beds, a paleosol and coincides with a palynofacies change.

The *Calcaires à astartes* (CA) Formation is equivalent to the upper part of the *Calcaires à astartes supérieurs stricto sensu* Formation. Alternation of mudstones and thin argillaceous layers compose this formation, the thickness of argillaceous beds increases towards the top of the formation. The occurrence of *Nicaniella* ("*astartes*") characterizes the lower part of the formation. Some rare brachiopods and many burrows were found. Microfossils are scarce, large foraminifera and rare *Lenticulina* occur in the micritic matrix. The bottom of the formation is characterized by oolitic washover deposits followed by storm deposits with hummocky cross stratifications that suggest a progressive flooding. A maximum flooding surface is located at the top of bioturbated beds where thin-graded storm deposits devoid of reworked ooids suggest a more distal depositional environment. The top of the formation shows ripple marks with storm shellbeds suggesting a more proximal environment than before.

The *Calcaires Rocailleux à Ptérocères* (CRP) Formation presents a facies similar to the facies of the top of the CA Formation: alternation of limestone beds (more or less rich in bioclasts) and argillaceous beds. The macrofauna includes *Aporrhais* ("*Ptérocères*"), bivalves *(Trichites*, *Nanogyra nana* are the more common) and the alga *Goniolina geometrica*. The microfacies shows *Lenticulina* and few large foraminifers. The base of CRP Formation is marked by a maximum of regression (washover deposits, high carbonate content).

Diversity of microfossils and microfauna associations

In the eastern part of the Paris Basin, foraminifera near the O/K boundary are understudied. The only study on microfossils was done on washed marls (Bure section, Grosheny in Lathuilière et al. 2006). In other areas, several papers describe foraminifera and algae for this interval and/or in similar environments: Ramalho (1971), Septfontaine (1988), Bassoullet et al. (1985), Jones and Charnock (1985), Amodio (2006), Reolid et al. (2007).

a. General features of the microfossils

Thin sections revealed many taxa of microfossils (Figs. 5, 6). Many skeletal elements of ophiuroids often concomitant with remains of echinids and crinoids were observed along the section. Holothurian sclerites are less common (G2, G7 beds). Triaxial sponge spicules and those of Geodidae also occur in the CCG Formation. Some ostracods are present, mostly in the upper part of the section (CA and CRP formations). Diverse microbialitic crusts were observed but are not listed here. The lower part of the *Calcaires à astartes* Formation contains unidentified radiolarians. The common green algae are often poorly preserved and are low in diversity. *Clypeina* are absent and the more abundant dasycladaceans correspond to *Salpingoporella*, most probably *S. annulata* (Carras et al. 2006). Planktonic foraminifera are absent because of the shallow-protected tropical depositional environment. As a whole, microfossils are dispersed in the micritic matrix in mudstone/wackestone facies (Fig. 6a-h). Generally, foraminifers are not broken and well preserved but the contour line of their test is sometimes difficult to recognize. The analyses of contours and infillings provided no indication of reworking of foraminifers in micritic sediments. In grainstone facies (*e.g*. OOL Formation), foraminifers often constitute the nucleus of ooids, in particular *Labalina* and *N. oolithica*. The majority of *Lenticulina* show a pink colouration (also observed in Swiss Jura – personal communication M. Sandoz and R. Wernli). Many “large foraminifera”, especially Lituolidae, were found (with inner complex structure and usually reaching up to 3 mm). However, in our thin-sections, larger foraminifera are smaller than 1 mm in size. Apparently, all the microfauna and the microflora have a restricted size of less than 1 mm; that is very small for “large foraminifera”. *Glomospira* is present in specific beds; it is an interesting genus because it is normally scarce in shallow environments (Bouhamdi et al. 2001). Its occurrence/absence suggests bathymetric variations.

b. Diversity analysis (Fig. 5)

29 taxa of foraminifera and four taxa of algae were listed all along the section. The diversity indices calculated enable to understand the distribution of taxa and of individuals within each taxon (33 taxa).

The Shannon index curve, which illustrates the evolution of the diversity, shows a distribution of the number of individuals per genera more equitable along the first part of the section. The low values of the Shannon index in the upper part of the section indicate that individuals are mostly represented by one genus only (*Lenticulina*, Fig. 6f). Many beds are totally devoid of microfossils, particularly in the upper part of the section. The more argillaceous interbeds are present, the lower is the diversity in mudstone beds. The maximum of diversity is reached in the G’7 bed (oolitic-peloidal grainstone): this bed corresponds to the climax of the succession (more than 80 microfossils. In addition to the Shannon index, the dominance of single taxa is evidenced by the Hill index. Four peaks of high diversity, including 9 from 16 taxa, are observed along the section (see peaks 1 to 4 in Fig. 5):

1. At the bottom of the CSG Formation: many taxa are present and the number of individuals is high in each taxa (G1 to G2). Figure 5 shows that G1-2 beds are dominated by *Textularia* and small agglutinated foraminifers.
2. Within the OOL Formation: a lot of taxa are observed but few individuals occur in each taxa (G6b3-G6b4).
3. In the lower part of the CCG Formation: many taxa are present and the number of individuals is high in each taxa (G7b5-G7b6).

4. within the CCG Formation: Hill's curve indicates that G'7 is the richest bed but the Shannon curve shows that G'8 is more equitably diversified. G'7 is dominated by miliolids.
Due to the scarcity of microfossils in the upper part of the section, the statistical analysis was made only on the lower 40 meters (G1 to G'20) in order to get a significant and representative analysis. Also, taxa with a single occurrence along the succession were removed.

c. Statistical analysis

Figure 7 shows the projection of taxa and beds on first two factorial axes (F1 and F2). F1 and F2 respectively explain 43 % and 16 % of the total variance of the MCA.
Distribution of beds: beds with the most important number of taxa are on the positive part of the F1 axis (1, 3 and 4 peaks of diversity). G1B and G'7 contribute the more at the F1 building (26 and 17 %). Beds with fewer taxa are on the negative part of the F1 axis (poorest beds: G4-5, G7b2, G'10, G'15). F1 is highly correlated with the number of taxa. The F1 factor is considered to reflect mostly the faunal diversity.
F2 axis is mainly constituted by G'8 (30%) and G'11 (16%) and separates beds rich in algae and beds devoid in algae. Consequently, F2 factor reflects the abundance of algae in beds.
Distribution of taxa: F1 axis separates the large forms *Everticyclammina*, *A. jaccardi*, *N. oolithica*, (lituolids) from other taxa such as small benthic agglutinated foraminifers, T.V.T., *Lenticulina*, *Spirillina*, calcitic forms etc. The main contributors are *Belorussiella*, *Trocholina*, *Spirillina* (7% for each) and *Lenticulina*.
The distribution of species along the F2 axis is noticeable. All large foraminifera are on the positive part while algae and microencrusters (dasycladaceans, *Cayeuxia piae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*, *Troglotella incrustans*) are located on the negative part.
The Discriminant Factorial Analysis realised on the 6 first axes (75 % of the total adjusted inertia) of the MCA proves the persistence of the initial distribution (obtained on the first two axes of the MCA). Three groups of samples based on their content in foraminifera and algae were distinguished by the hierarchical clustering analysis. They correspond to three associations of taxa.
The association A includes the small benthic foraminifera. The association B is rich in large foraminifera (lituolids). The association C includes microencrusters and algae, occurring in particular beds (G'1, G'3, G'4, G'9, G'10, G'19).

d. Ecological groups

Associations are also characterized by their ecological composition including the life style, the test composition and the nature of the microfossils (algae or foraminifera) (Fig. 7). Life styles related to the microhabitat depth in the sediment have been compiled from Nagy (1992) and Reolid et al. (2008).
Association A: The epifaunal and infaunal forms are present in the same proportion (49%/51%). The calcitic and small agglutinated forms (small benthos) represent 72% of this association. The most abundant taxa are T.V.T., *Textularia*, *Labalina*, and *Hungarillina pedunculata*. Aragonitic forms are very rare. Algae and microencrusters are not abundant (6 and 3%).
Association B: The pie-diagrams indicate that the association B is poorer in infaunal foraminifera (33%) compared to association A. Agglutinated forms (lituolids and other forms) represent 74% of the

total population. The association B is clearly characterized by the abundance of lituolids (30%) *N. oolithica*, *A. jaccardi*, *E. praekelleri* and *E. virguliana* even if the proportion of small agglutinated ones remains high. Foraminifera with calcitic shells are less abundant in this association (18%). Algae and microencrusters are poorly represented (5 and 1%).

Association C: The epifaunal and infaunal forms present the same proportion (~50%). It is worth noting the absence of aragonitic forms and the very low percentage of lituolids (5%). Calcitic forms are abundant (29%). Abundant algae and microencrusters dominate this association (23%).

e. Distribution of associations along the section (Figs. 4, 8)

The proportion of the three associations of microfossils is different in each bed, but the association A is often dominant. The percentage of each association present in beds has been reported on the section. In order to enhance the signal of associations B and C, the associations B and C are considered as significantly expressed when they reach a proportion higher than 25%. A is considered as predominant only, when its proportion is higher than 60%. For example, G'12 is opposed to G'7 regarding F1 in the MCA. G'7 is dominated by the association A and G'12 by the association B. Figure 8 shows iterative changes in expression of the three associations. The association A is well expressed in 4 intervals with mudstone or wackestone facies, the association B is well expressed in 3 intervals with various textures and the association C corresponds to 5 special beds, characterized by the occurrence of corals, sponges or ooids.

Discussion

Paleoecology and paleoenvironment

- The Gudmont-Villiers section shows a limestone succession, typical of a more or less restricted shallow-water lagoon. The occurrence of *Lenticulina* and of some beds rich in radiolarians in the *Calcaires à astartes* could be interpreted as an indication of an opening trend. Nevertheless, the scarcity of macrofauna, the absence of pelagic organisms and the sharp contact between oolitic barrier and pure calcareous mudstone environment prevent from such an interpretation. The majority of foraminifera observed are common in limestone facies of warm carbonate platforms (Flügel 2004). The agglutinated and calcitic foraminifera taxa observed are characteristic for or close to lagoonal facies (Meyer 2000). Green algae illustrate the photic character of the lagoonal environment. Large lituolid foraminifera with complex inner structures commonly found in Jurassic and generally present in shallow platforms are abundant (Septfontaine 1988; Piuz 2004). Large foraminifera are fitted to persisting oligotrophic environments because of their symbiotic algae (Bassoullet et al. 1985).
- The peaks of high diversity observed correspond often to the association A (peak 2 in OOL Formation correspond to the predominance of the association C). The association A groups the small benthos (calcitic or agglutinated), well known in open and "deep" environments.
- Foraminifers with an agglutinated siliceous (quartz) test like *Glomospira* are just present when association A is dominant. Even if usually they are normally scarce in shallow environments (Bouhamdi et al. 2001), in the present study they occur only during high sea-level intervals. Their

occurrence is not the signature of a particular environment (Piuz 2004), but their occurrence/absence suggests bathymetric variations even in a shallow platform environment.

- The high diversity beds are characterized by the abundance in miliolids and textulariids. Textulariids are fairly ubiquitous. Miliolids live, among others, in littoral shallow environments, rich in carbonate and they depend on the bathymetry**.** The size of individuals is dependant on light and hydrodynamism (Clerc 2005). Here, all the specimens are relatively small, suggesting specific condition in its sheltered environment.

- In the Gudmont-Villiers section, grain size, sedimentation rate and hydrodynamism have a direct impact on oxygenation of the infaunal microhabitats. A high sedimentation rate and fine grain size (clay and silt) limit the oxygenation of the substrate while water circulation and oxygenation is usually better in sand and pebbles. Here, the small benthos (association A) is associated with the fine-grained deposits, whereas large foraminifera (association B) or microencrusters (association C) are often associated with oncolitic/oolitic grainstone or bioclastic wackestone deposits.

- Beds dominated by the association B are very rich in epifaunal forms and poor in dasycladaceans and microencrusters. The epifaunal micro-habitat is advantageous in environments rich in nutrients and/or with oxygen limitations, whereas infaunal taxa are abundant in environments with high organic content in the sediment (Reolid 2008). In the present study, the development of the association B is linked with the occurrence of oligotrophic large foraminifers. Then the relative abundance of epifaunal foraminifers can be interpreted as a result of a decreased oxygenation that prevented a deep colonization of the substrate. It is difficult to imagine that a bathymetric change of some meters only may have changed in itself the ecological limiting conditions for the benthic foraminifers. It is easier to consider that some discrete elevation of sea level in a lagoon may change substantially the exchanges with open-marine oxygenated waters.

Most of publications dealing with environmental distribution of foraminifers evidenced a distribution of communities according to an internal-external gradient along an open-marine ramp or platform. In such a paleoenvironmental model, the decrease in oxygen coincides with increase of nutrients and bathymetry. In a lagoon oxygen and nutrients can vary independently and permit oligotrophic communities to live in moderately low oxygen contents.

- The section is also characterized by the abundance of *Lenticulina* in its upper part. This calcitic genus is now considered as a generalist nodosariid, with a high ecological tolerance even in environments depleted in oxygen during the Mesozoic (Reolid 2008). The monogeneric character of this assemblage points to an environmental stress probably related to oxygen and/or salinity.

-From the OOL Formation, the sedimentological analysis indicates a progressive restriction of environments, which is stopped with the transgression system tract corresponding to the CRP formation. This restriction is strongly marked in the microfaunal record by a drop in diversity and a dominance of *Lenticulina.* Despite the lithological similarity of the CSG Formation with the CA Formation (both are dominated by mudstone poor in macrofossils), the first one is not poor in microfossils and suggests a rather opened lagoon. Conversely, the CRP Formation displays a symmetric pattern with a high diverse macrofauna and low diverse microfauna which remains difficult to explain.

Associations and sequence analysis

Several studies of Jurassic deposits revealed correlations between the microfossils distribution and the sequential evolution (e.g. Bonnet et al. 1999; Bouhamdi et al. 2000) but the samples studied generally concern argillaceous or marl-limestone alternations, often in basinal or deep platform environments.

In the case of an inner platform environment, the predominance of the three associations determined by the statistical analysis coincides with special parts of the sequential scheme. The Association A includes almost all the maximum flooding and the association B frames generally the regressive maxima. The F1 factor has been interpreted as an indication of the diversity in beds, but the distribution of the beds along this axis assumes that this distribution is related to sequences and systems tracts. High values on F1 axis correspond to maximum floodings and high relative sea levels, while lower values (often negative) correspond to regression maxima (Fig. 8). Considering the epifauna/infauna ratio and the grain size of the beds, high levels of oxygenation correspond to the occurrence of the associations A and C. The association A is related to a high relative sea-level condition. Limitations of oxygen or nutrient supply could be both related to a low relative sea level. Such ecological factors provide a satisfactory explanation for the beds in which epifaunal foraminifers of the association B predominate. The association C mainly characterized by incrusting foraminifers (and at a lesser extent by algae) is fewer dependent on the relative sea-level fluctuations. Each occurrence of the association C is correlated with the presence of abundant available substrates: sponges, corals or oncoids. Then the association C can often but not always be interpreted as the indirect product of hydrodynamic events that produce appropriate substrates for encrusters.

Biostratigraphy

Foraminifera, and especially larger benthic foraminifera, can represent potential stratigraphical markers in shallow-water environments when other markers are absent. A biostratigraphical synthesis based on large foraminifera and dasycladaceans was made by Bassoulet *in* Cariou and Hantzpergue (1997). Zonations based on *A. jaccardi* were proposed but the vertical extension of the species is widespread and controversial: Lower Oxfordian-Lower Kimmeridgian for Hardenbol et al. (1998), Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian for Cariou and Hantzpergue (1997). In this study, fossil associations indicate an Oxfordian/Kimmeridgian age for the studied interval. Among the species known for a narrow stratigraphic range, it is worth noting that *Labyrinthina mirabilis* and *Goniolina geometrica*, appear only starting from the CCG Formation. Based on some regional complementary observations, it is worth noting that *A. jaccardi, E. virguliana* and *L. mirabilis* were not observed under the CSG Formation.

Conclusions

1. A large diversity of microfossils never described in the eastern edge of the Paris Basin was revealed by thin section analyses in carbonate deposits of the Oxfordian-Kimmeridgian section of Gudmont-Villiers.

2. The fluctuation of the diversity provides evidence about the long-term evolution of the lagoon. The decrease in diversity (up to the monogeneric *Lenticulina* association) is related to the progressive restriction of the environment.

3. At a shorter term scale, the distribution of associations of microfossils, defined by multivariate analyses, is closely correlated with the sequential evolution of high-frequency cycles. Highly diverse associations correspond with high sea-level deposits, whereas associations rich in complex foraminifers frame the regression maxima. The association (association A), which predominated during high sea-level is composed of small agglutinated and calcitic foraminifera (*Glomospira, Pseudocyclammina, Textularia, Thaumatoporella, Ammobaculites, Reophax, Mohlerina basiliensis, Labalina,* Small agglutinated, T.V.T., *Valvulina lugeoni, Siphovalvulina, Placopsilina, Hungarillina pedunculata, Trocholina, Spirillina, Belorussiella, Haplophragmoïdes, Labyrinthina mirabilis, Nodosariidae, Planiinvoluta, Bullopora*). The association B was predominating during low sea-levels and is composed mainly composed of Lituolidae (*Alveosepta jaccardi, Everticyclammina, Nautiloculina oolithica*). The association C groups algae and microencrusters (*Bacinella, Troglotella incrustans, Lithocodium aggregatum*, dasycladaceans, *Cayeuxia piae*).

4. This work proves that it is possible to confirm general trends of a sequential evolution from the microfossil assemblages despite the context of an internal carbonate platform that represents a narrow environmental window. The relative sea-level fluctuations are not the exclusive explanation. The distribution of ecological groups of foraminifers suggests that the microfaunal communities are controlled by the opening of the lagoon and its consequent oxygenation (predominance of the association A over the association B). The association C shows that some parameters, such as substrate, overprint the signal of relative sea-level cycles.

VI.3.1.1 Acknowledgments

We thank the National Agency for Radioactive Waste Management (ANDRA), which contributed to fund this research, and especially, Alain Trouiller who followed this work from the beginning. Roland Wernli (Geneva) is thanked for his help in identifying microfossils. We are grateful to Francisco Rodriguez-Tovar and an anonymous reviewer for constructive comments which significantly improved the manuscript.

References

Amodio S (2006) Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy. Facies 52:53-67. doi: 10.1007/s10347-005-0019-z

Atrops F, Gygi R, Matyja BA, Wierzbowski A (1993) The *Amoeboceras* faunas in the Middle Oxfordian - Lower Kimmeridgian, Submediterranean succession, and their correlation value. Acta Geologica Polonica 43:231-227

Bassoullet J-P, Fourcade E, Peybernès B (1985) Paléobiogéographie des grands foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. Bulletin de la Société géologique de France 8-1(5): 699-713.

Benzecri JP (1973) L'analyse de données. L'analyse des correspondances. Dunod, Paris

Bernier P (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional, stratigraphie, micropaléontologie et sédimentologie. Thesis, Lyon

Birkelund T, Callomon JH (1985) The Kimmeridgian ammonite faunas of Milne Land, Central East Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse 153:1-56

Bonnet L, Andreu B, Rey J, Cubaynes R, Ruget C, Makaya ONZ and Brunel F, (1999) Fluctuations of environmental factors as seen by means of statistical analyses in micropaleontological assemblages from a Liassic series. Micropaleontology 45:399-417

Bouhamdi A, Gaillard C, Ruget C, Bonnet L (2000) Foraminifères benthiques de l'Oxfordien moyen de la plate-forme au bassin dans le Sud-Est de la France. Répartition et contrôle environnemental. Eclogae Geologicae Helvetiae 93:315-330

Bouhamdi A, Gaillard C, Ruget C (2001) Spirillines versus agglutinants: Impact du flux organique et intérêt paléoenvironnemental (Oxfordien moyen du Sud-Est de la France). Geobios 34:266-277. doi : 10.1016/S0016-6995(01)80075-9

Brigaud B (2006) Variations climatiques au Jurassique supérieur: enregistrement dans les carbonates néritiques de l'Est du Bassin de Paris. Thesis, Université de Bourgogne, Dijon

Brigaud B, Pucéat E, Pellenard P, Vincent B, Joachimski MM (2008) Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. Earth and Planetary Science Letters 273:258-267. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.015

Buvignier A (1857) Observations sur le terrain jurassique de la partie orientale du Bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France 2:595-612

Callomon J (2005) A further comment on the GSSP of the Kimmeridgian Stage. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter 32:28-29

Cariou E, Hantzpergue P (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen. Bulletin Centre Rech Elf explor Prod Mém 17:422 p.

Carpentier C (2004) Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de L'Est du bassin de Paris. Thesis, Université Henri Poincaré, Nancy. oai: http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00008237/fr/

Carpentier C, Martin-Garin B, Lathuilière B, Ferry S (2006) Correlation of reefal Oxfordian episodes and climatic implications in the eastern Paris Basin (France). Terra Nova 18:191-201. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00679.x

Carras N, Conrad MA, Radoičić R (2006) *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). Revue de Paléobiologie, Genève 25:457-517

Cecca F, Azema J, Fourcade E, Baudin F, Guiraud R, Ricou LE and Wever PD (1993) Early Kimmeridgian (146-144 Ma.). In: Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps Dercourt J, Ricou LE and Vrielynck B, pp 97-112

Cecca F, Martin Garin B, Marchand D, Lathuiliere B, Bartolini A (2005) Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 222:10-32. doi: doi:10.1016/j.palaeo.2005.03.009

Clerc C (2005) Les Miliolina (Foraminifères porcelanés) du Dogger du Jura méridional (France): systématique, stratigraphie et paléoenvironnement. Thesis, Université de Genève

Dechaseaux C (1932) L'Oxfordien supérieur de la bordure est du Bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France5-1:353-390

Dromart G, Garcia J-P, Gaumet F, Picard S, Rousseau M, Atrops F, Lecuyer C, Sheppard SMF (2003) Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. American Journal of Science 303:667-707. doi: 10.2475/ajs.303.8.667

Flügel E (2004) Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer, Heidelberg

Geyer O (1969) The Ammonite genus *Suneria* in the Upper Jurassic of Europe. Lethaia 2:63-72.

Gray JS (2000) The measurement of marine species diversity, with an application to the benthic fauna of the Norwegian continental shelf. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 250:23-49

Gröcke DR, Price GD, Ruffel AH, Mutterlose J, Baraboshkin E (2003) Isotopic evidence for late Jurassic-early Cretaceous climate change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202:97-118. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00631-X

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J-P, Gaulier J-M, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Strat PL, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Granjean G (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13:189-246

Hallam A (2001) A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 167:23-37. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00229-7

Hantzpergue P (1985) Les discontinuités sédimentaires majeures dans le kimméridgien français: chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. Geobios 18:179-194

Hantzpergue P (1995) Faunal trends and sea-level changes: biogeographic patterns of Kimmeridgian ammonites on the Western European shelf. Geologische Rundschau 84: 245-254

Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, Jacquin T, Graciansky PCd and Vail PR (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM Spec Publ 60:3-13

Hill MO (1973) Diversity and evenness: a unifying notation and its consequences. Ecology 54:427-432

Jacquin T, Graciansky PCd (1998) Transgressive/regressive (second order) facies cycles: the effect of tectono-eustasy. SEPM Spec Publ 60: 31-42

Jenkyns HC (2003) Evidence for rapid climate change in the Mesozoic and Palaeogene greenhouse world. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 361:1885-1916. doi: 10.1098/rsta.2003.1240

Jones RW, Charnock MA (1985) "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. Revue de Paléobiologie 4:311-320

Lathuilière B, Carpentier C, André G, Dagallier G, Durand M, Hanzo M, Huault V, Harmand D, Hibsch C, Le Roux J, Malartre F, Martin-Garin B, Nori L (2003) Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine. Livret guide excursion GFEJ, Nancy, 42 p.

Lathuilière B, Bartier D, Carpentier C, Elie M, Huault V, Martin-Garin B, Mosser-Ruck R, Malartre F, Hautevelle Y, Nori L, Poirot E, Gauthier-Lafaye F, Grosheny D, Gaillard C, Hantzpergue P, Philippe M, Marchand D, Thierry J, Boullier A, Bonnemaison M, Werner W (2006) Paléoenvironnements du site de Bure. ANDRA Report, 229 p.

Loeblich AR, Tappan H (1988) Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold. New-York

Matyja AB, Wierzbowski A (2003) Correlation chart of the standard chronostratigraphic ammonite zonations at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter 30:25-27

Mégnien C, Mégnien F (1980) Synthèse géologique du bassin de Paris. Mémoire BRGM. Vol. 101-102-103.

Melendez G, Atrops F, Ramajo J, Perez-Urresti L, Delvene G (2006) Upper Oxfordian to lower Kimmeridgian successions in the NE Iberian Range (E Spain): some new stratigraphical and palaentological data. N Jb Geol Paläont Abh 241:203-224

Meyer M (2000) Le complexe récifal Kimméridgien-Tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. Thesis, Université de Genève

Nagy J (1992) Environmental significance of foraminiferal morphogroups in Jurassic North Sea deltas. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 95:111-134

Olivier N, Carpentier C, Martin-Garin B, Lathuilière B, Gaillard C, Ferry S, Hantzpergue P, Geister J (2004) Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, Northeastern France). Facies 50:229-255. doi: 10.1016/j.palaeo.2004.06.003

Omaña L, González Arreola C (2008) Late Jurassic (Kimmeridgian) larger benthic Foraminifera from Santiago Coatepec, SE Puebla, Mexico. Geobios 41:799-817. doi: 10.1016/j.geobios.2008.02.001

Piuz A (2004) Micropaléontologie d'une plate-forme bioclastique échinodermique: les calcaires à entroques du bajocien du Jura méridional et de Bourgogne. Terre et environnement 49, Section sciences de la Terre, Université de Genève**:** 267

Piuz A (2008) Association microfaunistiques de la plate-forme échinodermique bajocienne du Jura et de Bourgogne: Implications paléoenvironnementales. Arch. Sciences Genève 61:101-128

Przybylski PA, Ogg JG, Wierzbowski A, Coe AL, Hounslow MW, Wright JK, Atrops F, Settles E (2010) Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. Earth and Planetary Science Letters 289:256-272. doi: 10.1016/j.epsl.2009.11.014

Ramalho MM (1971) Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne. Mem. serv. geol. Portugal 19:1-19

Reolid M, Gaillard C, Lathuilière B (2007) Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestone: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian). Facies 53:553-574. doi: 10.1007/s10347-007-0121-5

Reolid M (2008) Taphonomic features of *Lenticulina* as a tool for paleoenvironmental interpretation of midshelf deposits of the Upper Jurassic (prebetic zone, southern Spain). Palaios 23:482-494. doi: 10.2110/palo.2007.p07-032r

Reolid M, Nagy J, Rodríguez-Tovar FJ, Olóriz F (2008) Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: relation with trophic conditions. Acta Palaeontologica Polonica 53:705-722.

Rey J, Bonnet L, Brunel F, Ruget C, Cubaynes R, Mouterde R, Bordalo Da Rocha R (2000) Comparaison des associations de foraminifères dans le Domérien des bassins aquitain (France) et lusitanien (Portugal). Geobios 33:135-144. doi:10.1016/S0016-6995(00)80011-X

Samson Y (1997) Utilisation des foraminifères dans l'estimation des variations bathymétriques des environnements de dépôt marins jurassiques: application au Kimméridgien de l'ouest-européen. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI

Schlagintweit F, Bover-Arnal T, Salas R (2010) New insights into *Lithocodium aggregatum* Elliott 1956 and *Bacinella irregularis* Radoičić 1959 (Late Jurassic–Lower Cretaceous): two

ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). Facies 56: 635-673

Schmid DU, Leinfelder RR (1995) *Lithocodium aggregatum* Elliott n'est pas une algue mais un foraminifère encroûtant, commensalisé par le foraminifère *Troglotella incrustans* Wernli et Fookes. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris 320:531-538

Sellwood BW, Valdes PJ (2006) Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. Sedimentary Geology 190:269-287. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.05.013

Septfontaine M (1988) Vers une classification évolutive des Lituolidés (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. Revue de Paléobiologie Spec. 2:229-256

Vincent B (2001) Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates, application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. Thesis, Université de Bourgogne, Dijon

Weissert H, Mohr H (1996) Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 122:27-43

Wernli R (1971) Les foraminifères du Dogger du Jura méridional (France). Arch. Sciences Genève 24:305-364

Wierzbowski A, Coe AL, Hounslow MW, Matyja BA, Ogg JG, Pag, KN, Wierzbowski H, Wright JK (2006) A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye, UK. Volumina Jurassica 4:17-33. http://voluminajurassica.org/pdf/volumen_IV_17-33.pdf

Wright JK (2010) The Aulacostephanidae (Ammonoidea) of the Oxfordian/Kimmeridgian boundary beds (Upper Jurassic) of southern England. Palaeontology 53:11-52. doi: 10.1111/j.1475-4983.2009.00916.x

Zeiss A (2003) The Upper Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. The Jurassic of Denmark and Greenland Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 1:75-114. http://www.geus.dk/publications/bull/nr1_p075-114.pdf

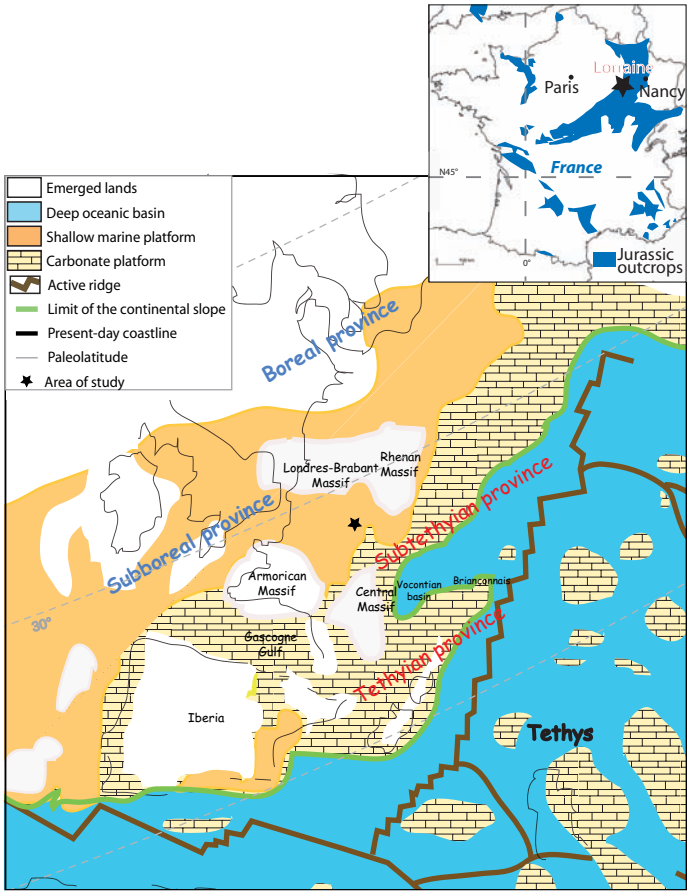


Fig. 1 Paleogeographic map of the Early Kimmeridgian of Western Europe (simplified from Cecca et al. 1993), paleobiogeographical provinces and location of the studied section

Age	Lorraine/Champagne platforms Formations (this study)	Debrand-Passard et al. in Mégnien & Mégnien (1980)
KIMMERIDGIAN	Marnes à exogyres inférieures	Marnes inférieures
	Glauconite	Glauconite
	Calcaires rocailleux à Ptérocères	Calcaires rocailleux
	Glauconite	Glauconite
	Calcaires à astarte	Calcaires à astartes supérieurs or Séquanien supérieur
	Calcaires crayeux de Gudmont	
OXFORDIAN	Oolithe de Lamothe	Oolithe de Lamothe
	Calcaires à Serpules de Gudmont	Sublithographic limestone and marls with oolithic beds (Oolithe de Saucourt) or Oyster clays
	Oolithe de Saucourt	

Fig. 2 Applied and classical lithostratigraphy of the formations studied. Ammonites drawn indicate the rare ammonites available for biostratigraphical datations in the formations considered.

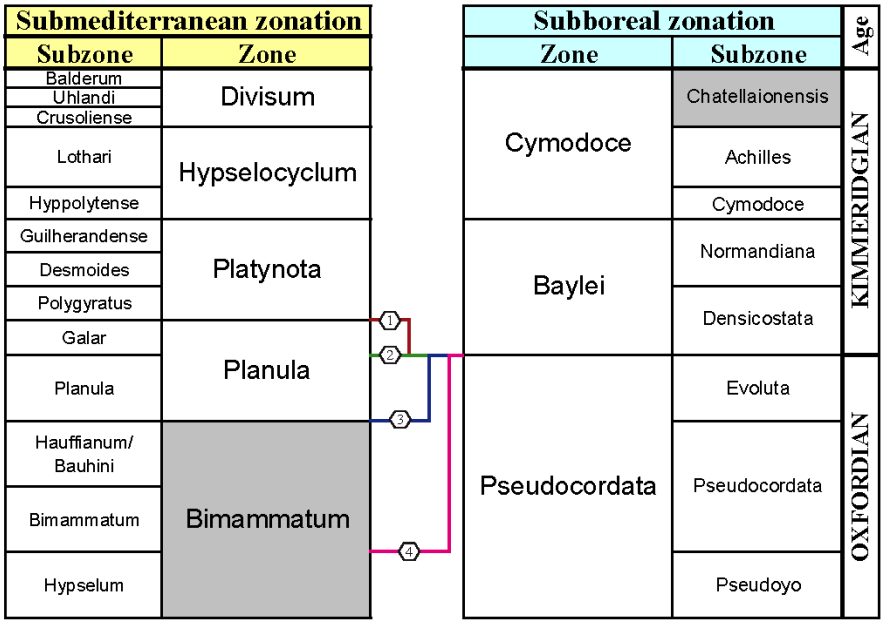


Fig. 3 The biostratigraphical position of the Oxfordian/Kimmeridgian. Zones have been provided by Zeiss (2003). *1* Classical correlation (Geyer 1961; Cariou and Hantzpergue 1997). *2* Correlation according to Birkelund and Callomon (1985), Melendez et al. (2006). *3* Correlation according to Atrops et al. (1993). *4* New proposals of correlation (Matyja and Wierzbowski 2003; Przybylski et al. 2010; Wierzbowski et al. 2006; Wright 2010). *Grey dotted area* indicates biochronological datation based on ammonites.

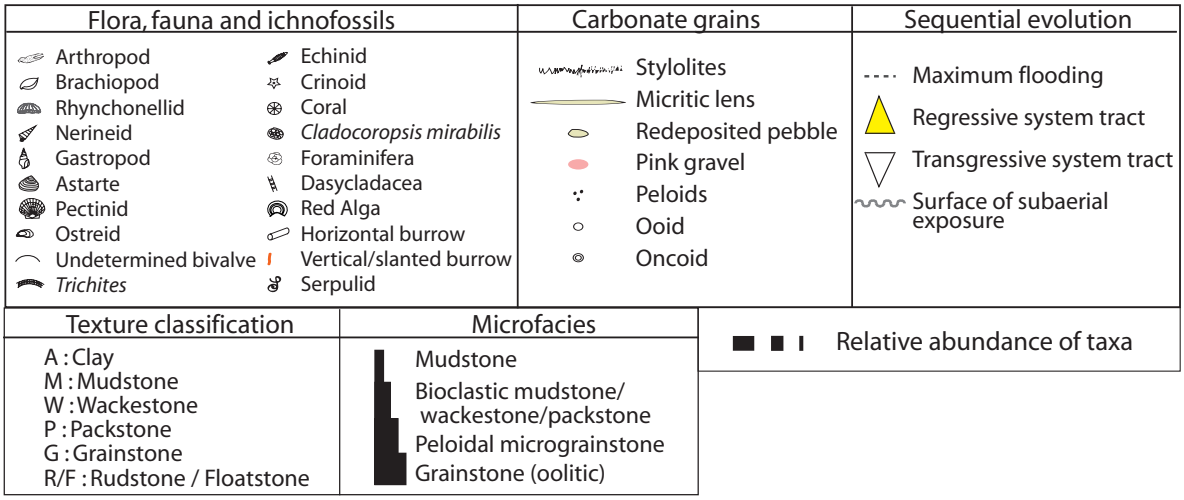


Fig. 4 Legend to Figures 5 and 8

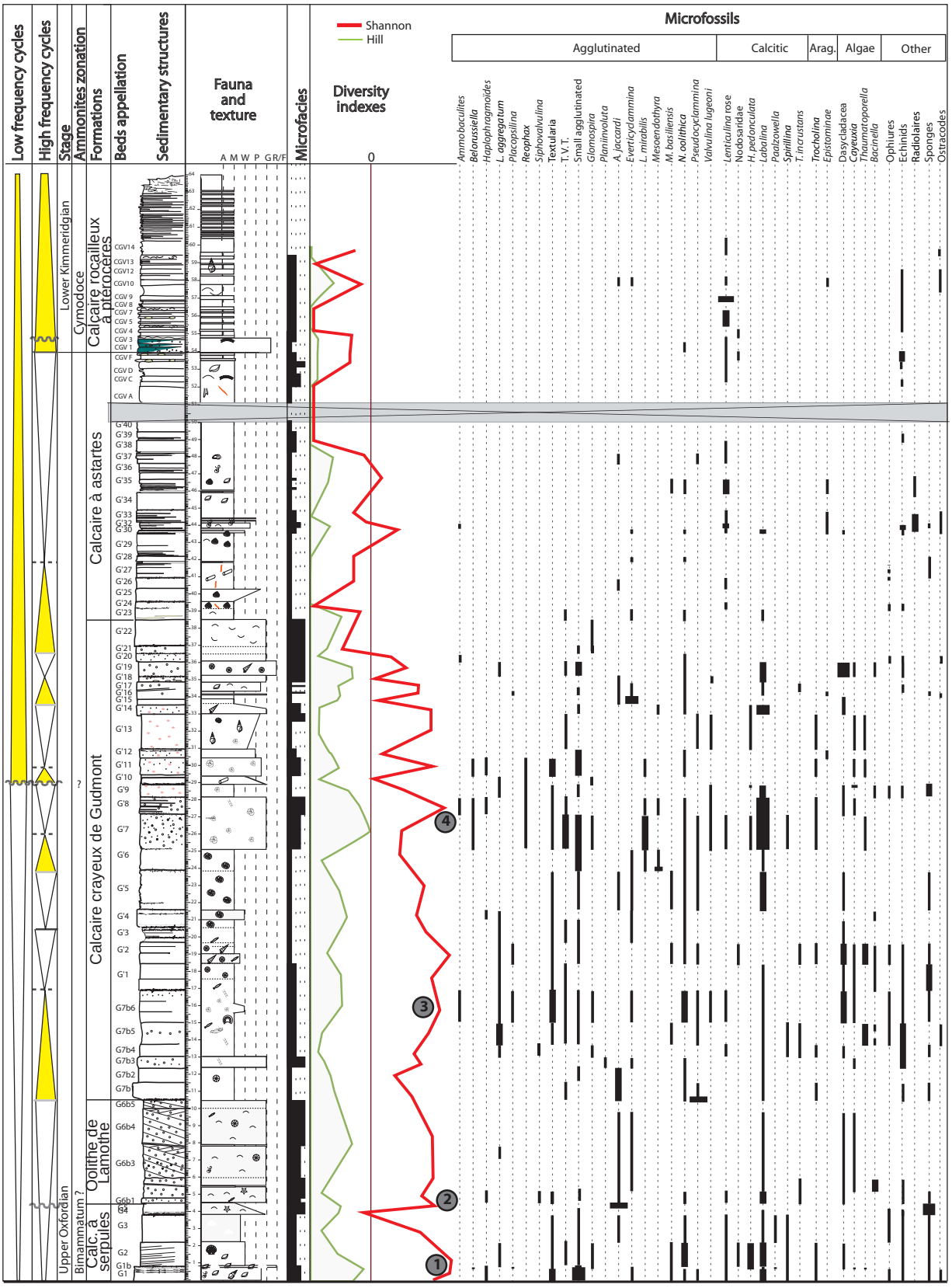


Fig. 5 Sedimentological log, facies, microfauna, sequential analysis and diversity index of the Gudmont-Villiers outcrop. *Lithocodium aggregatum* Elliot is considered as a loftusiacean encruster (Schmid and Leinfelder 1995). An alternative placement as ulvophycean green alga was recently proposed by (Schlagintwet et al. 2010). Numbers 1 to 4 are the diversity peaks calculated by the Shannon.

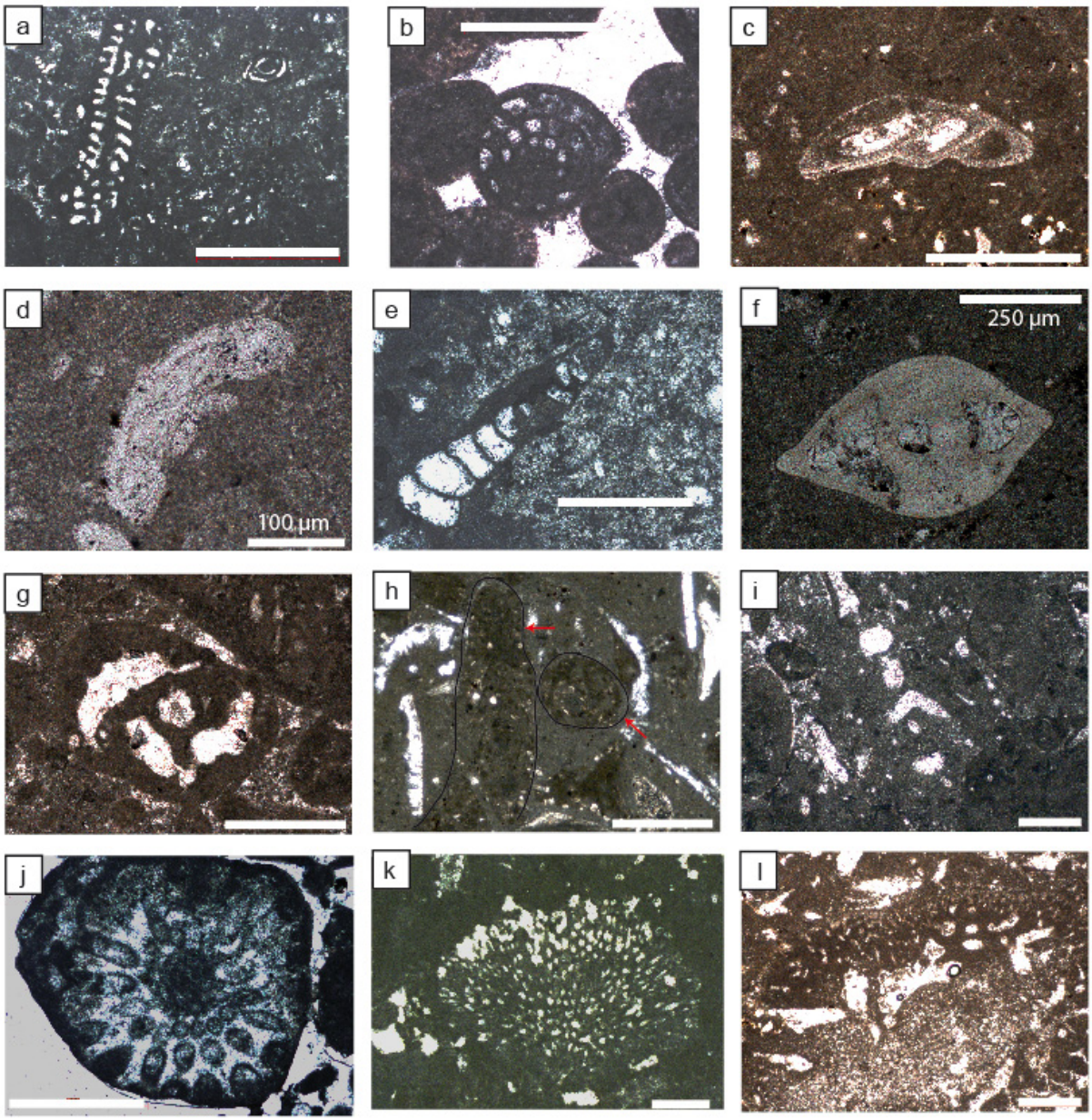


Fig. 6 Microfossils of the Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian from the Gudmont-Villiers section. **a** *Labyrinthina mirabilis* Weinschenk and *Labalina* (Calcaires crayeux de Gudmont Formation). **b** *Nautiloculina oolithica* Mohler (CCG Formation). **c** *Mohlerina basiliensis* (Mohler)(Calcaires Ã serpules de Gudmont Formation). **d** *Hungarillina pedunculata* Blau & Wernli (Calcaires Ã serpules de Gudmont Formation). **e** *Troglotella incrustans* Wernli & Fuchs in *Cladocoropsis mirabilis* Felix (Calcaires crayeux de Gudmont Formation). **f** Pink *Lenticulina* (Calcaires à astartes Formation). **g , i** *Everticyclammina virguliana* (Koechlin) (CCG Formation & Oolithe de Lamothe Formation). **h** *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) (CCG Formation). **j** Dasycladacean (*Salpingoporella annulata* Carozzi?) G6. **k** *Cayeuxia piae* Frollo (G'9). **l** *Lithocodium aggregatum* Elliott (Calcaires crayeux de Gudmont Formation). When the scale is not precised, the segment measures 500 µm.

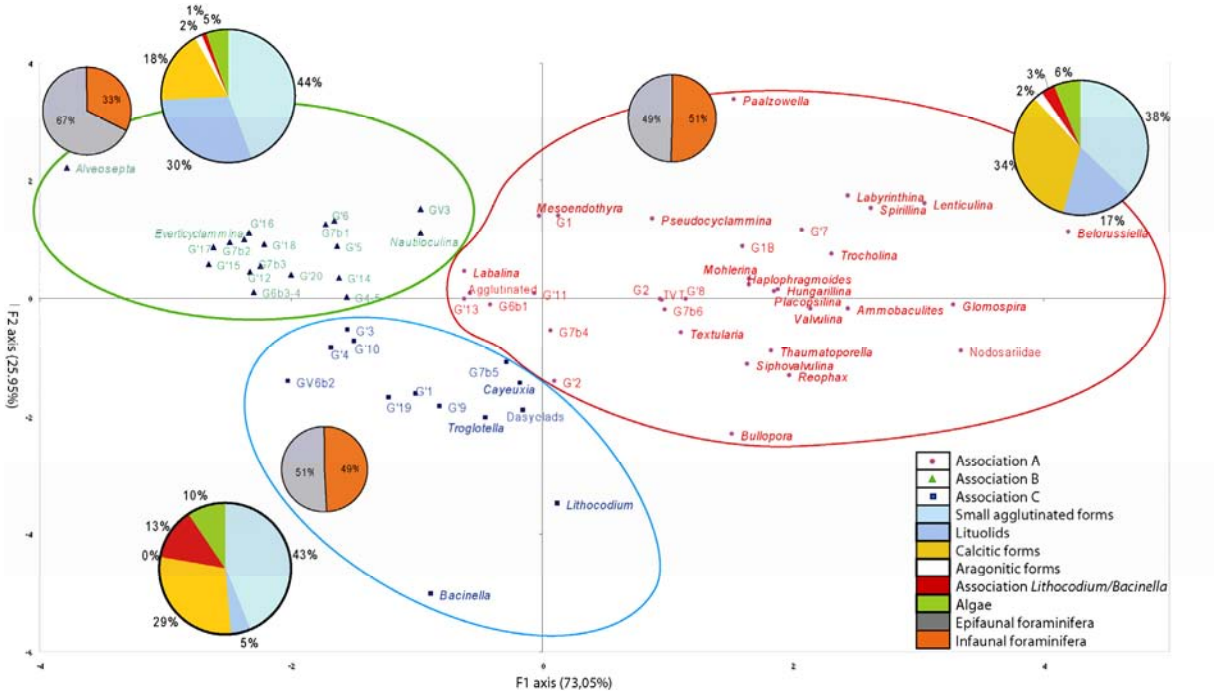


Fig. 7 The faunal associations, A, B and C determined by MCA, HAC and DA. Pie-diagrams: microhabitats (epi- or infaunal foraminifera) and shell composition of foraminifera, algae and *Lithocodium/Bacinella* association

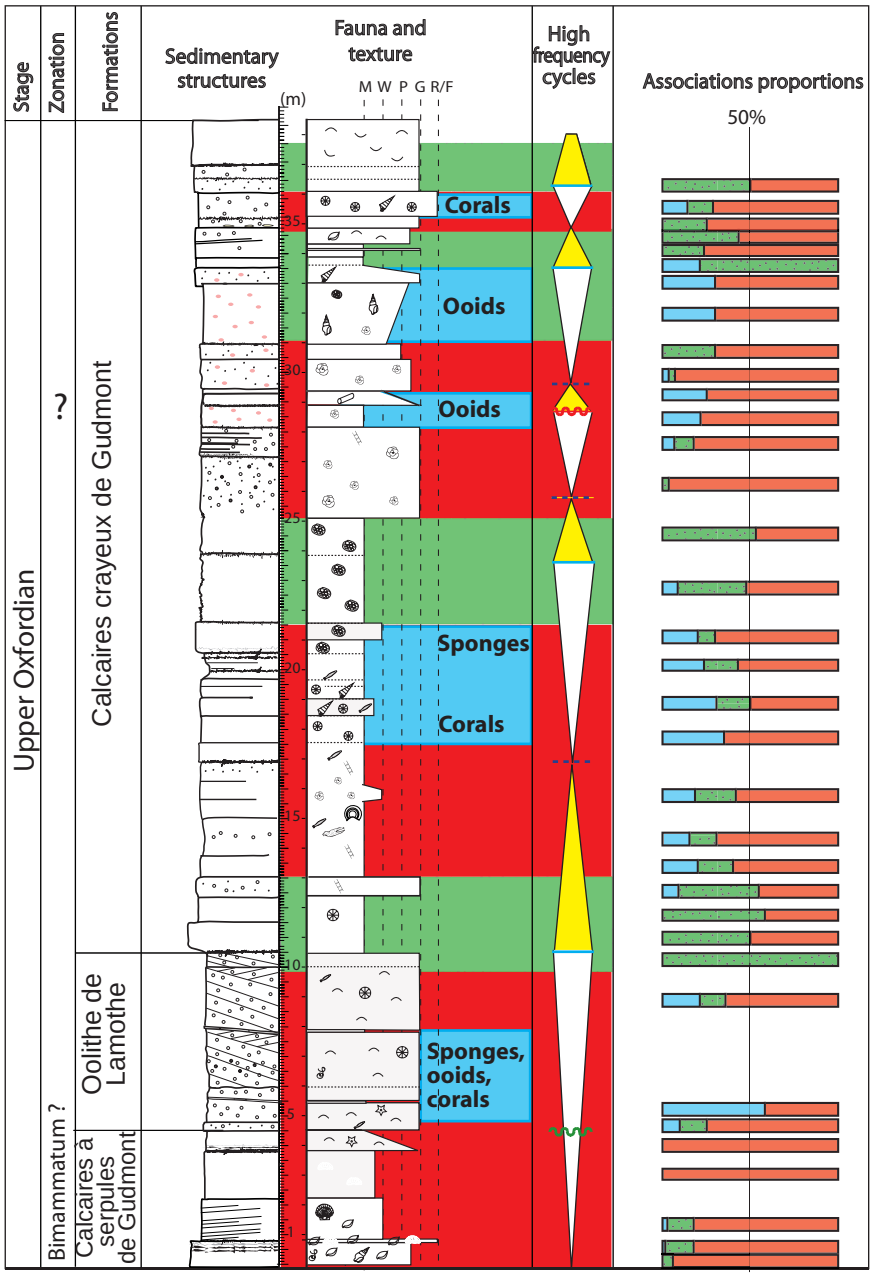
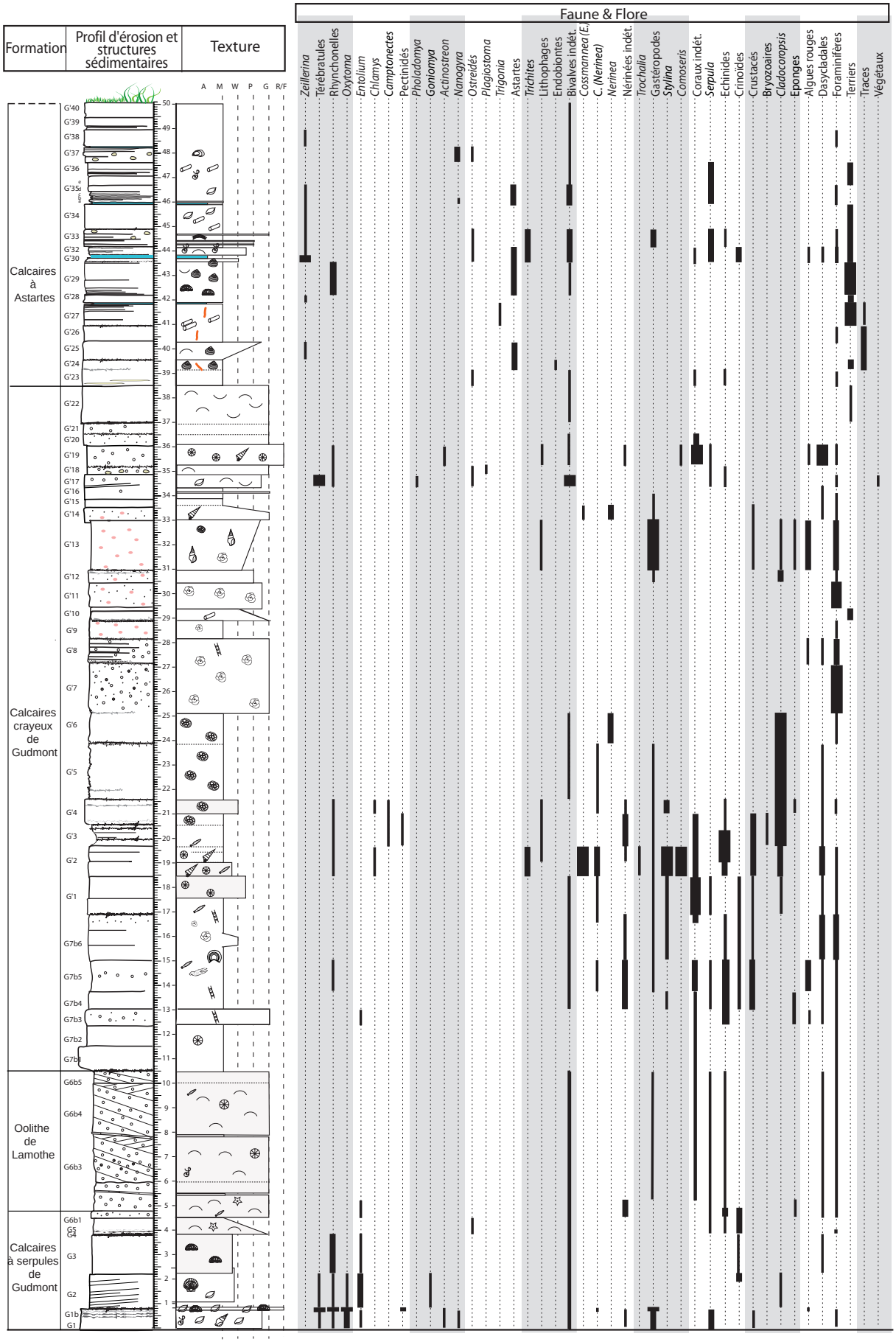
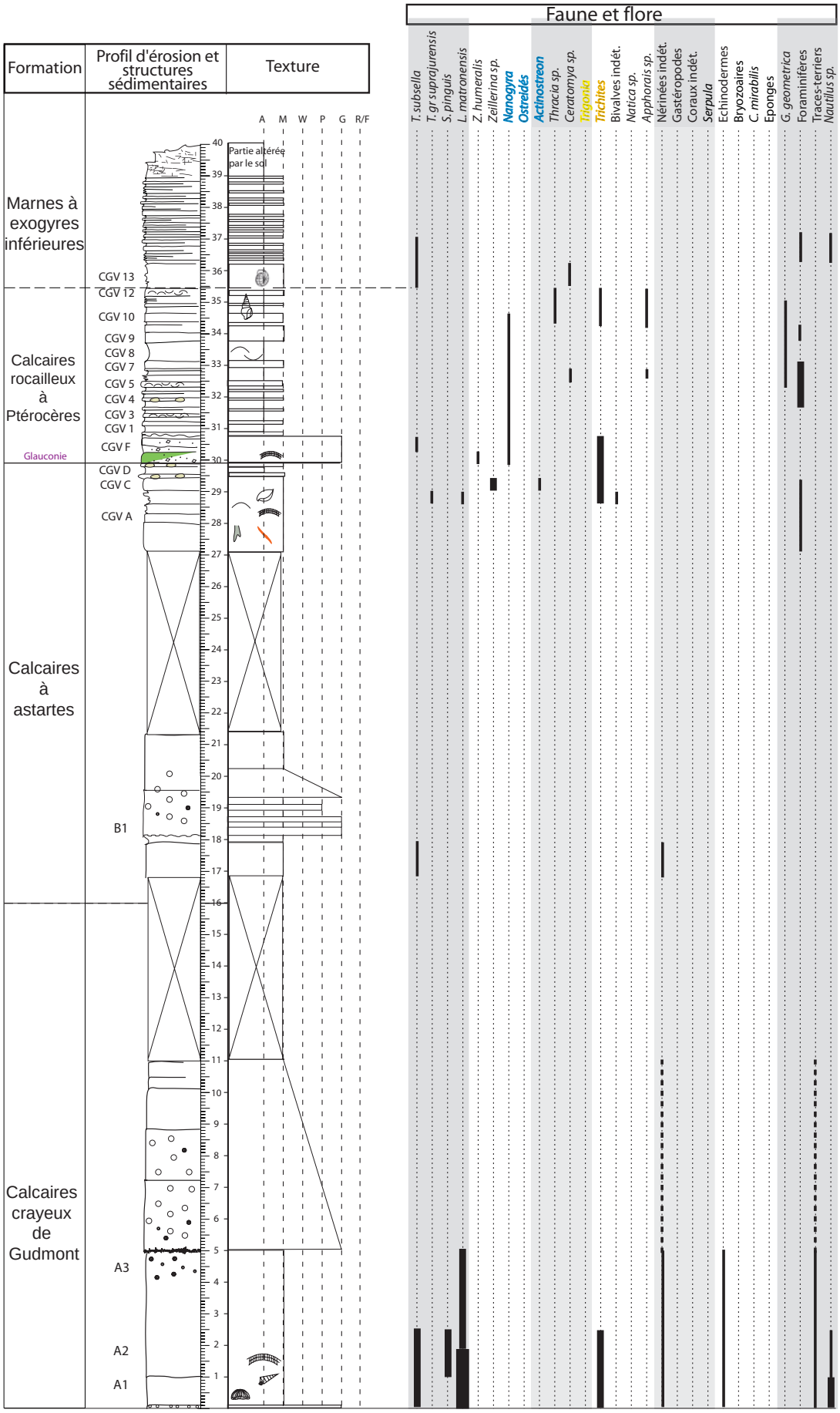


Fig. 8 Predominance of the three faunal associations along 40 meters of the lower part of the section. The maximum flooding occurs when the association A (*red*) is predominant, the regressive maxima when association B (*blue*) is dominant and the association C (*green*) is associated with the substrate type. Association A: *Glomospira sp.*, *Pseudocyclammina sp.*, *Textularia sp.*, *Thaumatoporella sp.*, *Ammobaculites* sp., *Reophax*, *Mohlerina basiliensis*, *Labalina sp.*, Small agglutinated, T. V. T., *Valvulina lugeoni*, *Siphovalvulina sp.*, *Placopsilina* sp., *Hungarillina pedonculata*, *Trocholina sp.*, *Spirillina sp.*, *Belorussiella* sp., *Haplophragmoïdes* sp., *Labyrinthina mirabilis*, *Nodosariidae*, *Planiinvoluta*, *Bullopora.* Association B: *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina*, *Nautiloculina oolithica.* Association C: *Bacinella* sp., *Troglotella incrustans*, *Lithocodium aggregatum*, dasycladaceans,*Cayeuxia piae.*



Coupe de Gudmont-Villiers au bord de la route nationale 67



Coupe de Gudmont-Villiers de la carrière Cemex

Résumé

Les associations de macrofossiles et microfossiles ainsi que la compréhension des données isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) et élémentaires (Mg/Ca) dans l'Est du Bassin parisien révèlent un changement dans la physico-chimie de l'eau de la plate-forme lagonaire durant l'intervalle Oxfordien supérieur/Kimméridgien inférieur (Jurassique supérieur). Dans la région de Lorraine/Champagne il y a environ 156 Ma, les environnements tropicaux (de plus de 22°C), peu profonds et dominés par la biominéralisation de carbonates deviennent peu à peu dysoxiques et plus frais (<18°C). Les changements de conditions de ces environnements restreints vont entraîner la quasi-disparition des organismes durant le dépôt des Calcaires à astartes, enrayant ainsi l'usine à carbonates qui fonctionnait depuis le début de l'Oxfordien moyen avec de rares périodes critiques. Ce refroidissement peut s'expliquer localement, sous réserve d'une cause globale, par un changement de courantologie impliquant le renforcement d'un apport d'eaux plus fraîches provenant du domaine boréal et envahissant la plate-forme. A l'échelle ouest-européenne, la production carbonatée ne sera plus jamais aussi intense puisque les dépôts argileux vont dominer par la suite dans les séries kimméridgiennes.

Des corrélations entre les dépôts de l'est et ceux du Sud du Bassin parisien (Berry), de faciès similaires à ceux de Lorraine/Champagne, ont permis d'améliorer le cadre biostratigraphique de l'Est du Bassin parisien très pauvre en marqueurs biostratigraphiques (ammonites). La comparaison des cadres séquentiels déduits de l'évolution paléoenvironnementale du Berry et de Lorraine permettent de placer le maximum de régression d'un cycle de 3ème ordre à la limite des zones à ammonites Planula et Platynota, au sein des Calcaires crayeux de Gudmont et dans les Calcaires lités supérieurs. Ce maximum régressif semble l'équivalent de celui considéré à la base du Kimméridgien dans le Jura et noté Kim1 dans les chartes d'Hardenbol *et al.* (1998).

Actuellement, aucune coupe de référence (stratotype) ne définit la limite Oxfordien/Kimméridgien. Cependant, une succession marneuse située sur l'Ile de Skye (Ecosse ; Wierzbowski *et al.*, 2006), a été récemment proposée en tant que potentiel stratotype de limite pour la limite Oxfordien/Kimméridgien. La faune à ammonites décrite dans le Membre de Flodigarry ne permet pas d'établir de corrélations fiables entre les domaines boréaux et téthysiens d'Europe de l'Ouest. L'étude de la coupe de l'Ile de Skye avait pour objectif de tenter de comparer cette succession subboréale à des dépôts subméditerranéens (Bassin parisien) à travers d'autres marqueurs. La particularité géochimique ($\delta^{18}O$ et C24+/C24- faibles) d'un banc bitumineux de la succession permet de placer un maximum transgressif dans la zone à Baylei. Pour autant, l'analyse de la matière organique extractible de cette coupe ne présente pas de changements significatifs et pérennes dans le contenu des contributions marines et continentales. En revanche elle a révélé des biomolécules très bien préservées, parmi les plus vieilles identifiées au monde.

Cette thèse apporte de nouveaux éléments paléontologiques, géochimiques et stratigraphiques dans les deux grands royaumes paléobiogéographiques jurassiques. En particulier, l'Est du Bassin de Paris recèle désormais des coupes de références bien documentées pour l'intervalle considéré surtout en matière de foraminifères, d'algues, de brachiopodes, de phytoclastes, de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des carbonates biologiques, de géochimie organique. La multiplication de telles observations locales, accompagnées d'une démarche pluridisciplinaire, devrait conduire à corréler avec davantage de fiabilité les provinces boréales et téthysiennes et préciser les causes, à l'échelle globale, de la crise des carbonates à la limite Oxfordien/Kimméridgien.