



**HAL**  
open science

# Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique.

Yasin Makhloufi

► **To cite this version:**

Yasin Makhloufi. Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique. : Le cas de la Formation de l'Oolithe Blanche (Bathonien, Bassin de Paris).. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, 2013. Français. NNT : . tel-01128504

**HAL Id: tel-01128504**

**<https://theses.hal.science/tel-01128504>**

Submitted on 9 Mar 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE**

PRÉSENTÉE À

**L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

ÉCOLE DOCTORALE : GÉOSCIENCES ET RESSOURCES NATURELLES - ED 398

Par **Yasin MAKHLOUFI**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : GÉOSCIENCES

**Impact de la sédimentologie et de la diagenèse sur les propriétés  
pétrophysiques d'un réservoir carbonaté oolithique**

**Le cas de la Formation de l'Oolithe Blanche  
(Bathonien, Bassin de Paris, France)**

Soutenue le : 21 Novembre 2013

Devant la commission d'examen formée de :

M. Jean Borgomano	TOTAL CSTJF - Pau (Professeur)	Rapporteur
M. John Reijmer	Université d'Amsterdam, Pays-Bas (Professeur)	Rapporteur
M. François Guillocheau	Université de Rennes 1 (Professeur)	Examinateur
M. Marc de Rafélis	UPMC - Paris VI (MCU - HDR)	Examinateur
M. Rudy Swennen	Katholieke Universiteit Leuven, Belgique (Professeur)	Examinateur
Mme Catherine Truffert	BRGM (Directrice de la recherche)	Examinatrice
M. Pierre-Yves Collin	Université de Bourgogne (MCU - HDR)	Directeur de Thèse
Mme Françoise Bergerat	UPMC - CNRS (Directrice de Recherche)	Directrice de Thèse

---

# Table des matières

<b>Table des figures</b>	<b>5</b>
<b>Remerciements</b>	<b>11</b>
<b>Résumé</b>	<b>15</b>
<b>Abstract</b>	<b>17</b>
<b>Introduction</b>	<b>21</b>
<b>1 État de l'art</b>	<b>25</b>
1.1 Un point sur la diagenèse des carbonates . . . . .	25
1.2 Les classifications de la porosité . . . . .	29
1.3 La perméabilité dans les réservoirs carbonatés . . . . .	31
<b>2 Contexte géologique et objet d'étude</b>	<b>35</b>
2.1 Le bassin de Paris, cadre stratigraphique et paléogéographique . . . . .	35
2.2 La Formation de l'Oolithe Blanche . . . . .	37
2.3 Les secteurs d'étude du bassin de Paris . . . . .	44
2.3.1 Le secteur sud-est . . . . .	45
2.3.2 Le secteur médian . . . . .	47
2.3.3 Le secteur central . . . . .	54
<b>3 Méthodologie</b>	<b>57</b>
3.1 La préparation des échantillons . . . . .	58
3.2 Analyse pétrographique et analyse d'image . . . . .	60
3.2.1 L'étude en microscopie optique . . . . .	60
3.2.2 L'analyse d'image par JMicroVision . . . . .	61
3.2.3 Inclusion et moulage du réseau poreux . . . . .	63
3.3 Étude pétrophysique . . . . .	64
3.3.1 Mesure de la porosité à l'eau . . . . .	65
3.3.2 Porosimétrie par intrusion de mercure. . . . .	66
3.3.3 Mesure de perméabilité au gaz . . . . .	67
3.3.4 Mesure de la cinétique d'imbibition capillaire . . . . .	67
3.3.5 Mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P . . . . .	68
3.3.6 Mesure de la conductimétrie électrique . . . . .	69
3.3.7 Méthodes diagraphiques. . . . .	71
3.4 Tomographie microfocuse assistée par ordinateur ( $\mu$ CT) . . . . .	72
3.5 Géochimie des isotopes stables . . . . .	73
3.6 Analyse statistique . . . . .	74

<b>4</b>	<b>Diagenèse et paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche</b>	<b>77</b>
4.1	Inventaire des phases diagénétiques . . . . .	77
4.2	Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur sud-est du bassin	82
4.3	Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur médian du bassin	84
4.3.1	Le puits de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB1) . . . . .	84
4.3.2	Le puits de Mailly-le-Camp (MA1) . . . . .	87
4.3.3	Le puits de Saint-Brice (SB101) . . . . .	90
4.3.4	Bilan sur la paragenèse dans le secteur médian . . . . .	94
4.4	Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur central du bassin	95
4.4.1	Le puits géothermique de Sucy-en-Brie (GSUC3) . . . . .	95
4.4.2	Le puits de Banthelu (BA1) . . . . .	97
4.4.3	Bilan sur la paragenèse dans le secteur central . . . . .	100
4.5	La paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche . . . . .	100
4.6	Caractérisation diagénétique à l'échelle du bassin et nature des fluides parents . .	102
4.6.1	Apports de la géochimie . . . . .	102
4.6.2	Modèles de paléocirculation des fluides . . . . .	107
<b>5</b>	<b>Caractérisation pétrophysique de la Formation de l'Oolithe Blanche</b>	<b>111</b>
5.1	Caractérisation du réseau poreux . . . . .	111
5.2	Pétrophysique de la Formation de l'Oolithe Blanche dans les secteurs d'étude . . .	118
5.2.1	Le secteur sud-est du bassin . . . . .	118
5.2.2	Le secteur médian du bassin . . . . .	126
5.2.3	Le secteur central du bassin . . . . .	129
5.3	Contrôles sédimentologiques et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques . .	132
5.3.1	A l'échelle du bassin . . . . .	132
5.3.2	A l'échelle de l'échantillon . . . . .	136
<b>6</b>	<b>Modèle statistique et extrapolation des propriétés de la Formation de l'Oolithe Blanche</b>	<b>149</b>
6.1	Modèle statistique d'analogie de terrain . . . . .	149
6.2	Transposition du modèle statistique aux puits carottés . . . . .	151
	<b>Conclusion</b>	<b>161</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>165</b>
	<b>Annexe - Article</b>	<b>177</b>
	Article - Makhloufi et al., 2013 . . . . .	179

# Table des figures

1.1	Les différents environnements diagénétiques pour les roches carbonatées. . . . .	26
1.2	Classification des différents types de porosité suivant Choquette & Pray. . . . .	30
1.3	Classification des différents types de porosité suivant Lucia. . . . .	31
1.4	Comparaison de la relation perméabilité - porosité dans les grès et les carbonates .	33
2.1	Carte simplifiée du bassin de Paris. . . . .	35
2.2	Paléogéographie de l'Europe Occidentale au Bathonien. . . . .	37
2.3	Transect du bassin de Paris (Bajocien terminal-limite Callovien / Oxfordien). . . .	38
2.4	Oolithes, exemples et classification. . . . .	39
2.5	Modèle sédimentologique de la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	40
2.6	Exemples de structures sédimentaires observées dans les carrières de Bourgogne. .	41
2.7	Observations au microscope optique des trois sous-faciès sédimentologiques recon- nus dans la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	43
2.8	Localisation des sites d'étude. . . . .	45
2.9	Stratigraphie et logs des trois sites d'étude dans les carrières de Bourgogne. . . .	46
2.10	Log du puits de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB-1). . . . .	49
2.11	Log du puits de Mailly-Le-Camp (MA-1). . . . .	50
2.12	Log du puits de Saint-Brice (SB-101). . . . .	52
2.13	Log du puits de Sucy-en-Brie (GSUC3). . . . .	54
2.14	Log du puits de Banthelu (BA-1). . . . .	56
3.1	Préparation des échantillons des carrières de Bourgogne. . . . .	58
3.2	Carottes des puits étudiés. . . . .	59
3.3	Préparation des cuttings. . . . .	59
3.4	Traitements dans JMicroVision. . . . .	61
3.5	Exemple de comptage et représentation graphique du résultat. . . . .	62
3.6	Exemple de quantification de l'interpénétration. . . . .	62
3.7	Moulage du réseau poreux. . . . .	63
3.8	Système de saturation en fluide des échantillons. . . . .	64
3.9	Méthode de mesure de la masse immergée d'un échantillon saturé. . . . .	65
3.10	Porosimétrie par injection mercure. . . . .	66
3.11	Système de perméamétrie. . . . .	68
3.12	Dispositif de mesure de la vitesse de propagation des ondes acoustiques. . . . .	69
3.13	Dispositif de mesure de la conductimétrie électrique. . . . .	70
3.14	Micro-tomographe Phoenix nanotom GE. . . . .	73
3.15	Principe de la LDA. . . . .	75
4.1	Processus diagénétiques, phases biologiques et chimiques. . . . .	79
4.2	Types de porosité et Processus diagénétiques, phases physiques et chimiques. . . .	81

4.3	Logs des carrières de Bourgogne. . . . .	83
4.4	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le secteur sud-est du bassin de Paris. . . . .	84
4.5	Log du puits de Saint-Martin-de-Bossenay . . . . .	85
4.6	Processus diagénétiques et phases chimiques et physiques observés dans le champ de Saint-Martin de Bossenay. . . . .	86
4.7	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le puits de Saint-Martin-de-Bossenay. . . . .	86
4.8	Log du puits de Mailly-le-Camp. . . . .	88
4.9	Phases diagénétiques observées dans le puits de Mailly-Le-Camp. . . . .	89
4.10	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le puits de Mailly-Le-Camp. . . . .	89
4.11	Log du puits Saint-Brice. . . . .	91
4.12	Phases diagénétiques observées dans le puits de Saint-Brice. . . . .	92
4.13	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le puits de Saint-Brice. . . . .	93
4.14	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques pour le secteur médian. . . . .	94
4.15	Log du puits Sucy-en-Brie. . . . .	95
4.16	Phases diagénétiques observées dans les <i>cuttings</i> du puits géothermique de Sucy en Brie, GSUC3. . . . .	96
4.17	Log du puits de Banthelu. . . . .	98
4.18	Phases diagénétiques observées dans le puits de Banthelu. . . . .	99
4.19	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le secteur centre. . . . .	100
4.20	Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques pour la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	101
4.21	Résultats de l'étude géochimique des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur les cimentations de blocage. . . . .	104
4.22	Distribution des valeurs de $\delta^{18}O$ (PDB) (moyenne et déviation standard) des calcites de blocages du secteur sud-est sur un diagramme de fractionnement. . . . .	105
4.23	Compositions isotopique en $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ obtenues par Brigaud et al. (2009). . . . .	106
5.1	Micro- méso- et macropores observés au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	112
5.2	Les différents types de porosité rencontrés au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	113
5.3	Résultats de la porosimétrie mercure dans les trois sous-faciès sédimentaires dans le secteur sud-est et diamètre d'entrée de pore. . . . .	114
5.4	Moulages du réseau poreux. . . . .	115
5.5	Reconstruction 3D du réseau poreux par nano-CT scan. . . . .	116
5.6	Orthoslices obtenue au nano-CT scan. . . . .	117

5.7	Boîtes à moustaches de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	118
5.8	Diagrammes croisés de la perméabilité et du Facteur d'Imbibition Capillaire en fonction de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	121
5.9	Boîtes à moustaches de la vitesse de propagation des ondes P à sec pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	122
5.10	Diagrammes croisés de la $V_p$ sec et de la $V_p$ sat en fonction de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	123
5.11	Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la tortuosité et boîte à moustache de la tortuosité, pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	125
5.12	Diagramme croisé des perméabilités consignées dans les rapports de fin de sondage en fonction de la porosité pour le secteur médian. Diagramme croisé de la $V_p$ (conditions sec et saturée) en fonction de la porosité pour les échantillons du puits de Mailly-Le-Camp. . . . .	127
5.13	Diagrammes croisés de la perméabilité en fonction de la porosité et de la $V_p$ (sec et saturée) en fonction de la porosité dans le puits de Banthelu. . . . .	131
5.14	Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la porosité pour tous les secteurs étudiés. . . . .	132
5.15	Boîtes à moustaches de la porosité et de la perméabilité pour tous les puits et les carrières des secteurs étudiés. . . . .	133
5.16	Diagramme croisé de la VP sec en fonction de la porosité et boîte à moustache de la $V_p$ pour tous les secteurs étudiés. . . . .	135
5.17	Projection de l'Analyse par Composante Principale des variables étudiées. . . . .	137
5.18	Différentes configuration d'empilement possible pour un matériau composé de sphères. . . . .	139
5.19	Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de l'interpénétration des grains pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	141
5.20	Cinq cas de relations entre caractères diagénétiques et perméabilité observés dans la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	145
5.21	Cinq cas de relations entre caractères diagénétiques et $V_p$ observés dans la Formation de l'Oolithe Blanche. . . . .	147
6.1	Analyse Discriminante Linéaire réalisée sur les paramètres diagénétiques et pétro-physiques pour les échantillons du secteur sud-est. . . . .	150
6.2	Synthèse de la méthode mise en place pour l'Analyse Discriminante Linéaire (LDA) réalisée sur l'ensemble des échantillons. . . . .	152
6.3	Transposition du MAT aux données de sub-surface du secteur médian et habillage des puits en sous-faciès sédimentologiques. . . . .	154
6.4	Transposition du MAT aux données de sub-surface du puits de Banthelu et habillage du puits en sous-faciès sédimentologiques. . . . .	155
6.5	Comparaison entre les transpositions basées sur les données acquises et les données de diagraphies du secteur médian. . . . .	157

6.6	Comparaison entre les transpositions basées sur les données acquises et les données de diagraphies du puits de Banthelu. . . . .	158
-----	--	-----





# Remerciements

Cette thèse est le fruit de multiples collaborations et nombreuses sont les personnes ayant participé à la réussite de ce projet au cours de ces trois ans. Je remercie tout d'abord mes directeurs de thèse, Pierre-Yves Collin et Françoise Bergerat. Mon travail sur la Formation de l'Oolithe Blanche a commencé alors que j'étais un tout jeune géologue, sous la tutelle de Vincent Gressier et de Pierre-Yves Collin. Elevé à la façon Dijonnaise, c'est à ce moment que j'ai trouvé plus qu'un sujet d'étude : une passion pour les carbonates. Fin de master, je découvre le doux domaine de la pétrophysique, toujours sous la tutelle de Pierre-Yves (entre autre, mais j'y reviendrai) et avec, de nouvelles perspectives, de nouveaux enjeux, de nouvelles questions. C'est en 2010 que j'ai la chance de poursuivre sous votre direction en tant que doctorant. Pierre-Yves, Françoise, je vous remercie tout deux pour votre soutien infailible pendant toutes ces années. J'ai pu mener cette thèse avec énormément d'autonomie, *sereinement* et en sachant toujours où j'allais, et ce grâce à votre confiance.

Je tiens à remercier Jean Borgomano, François Guillocheau, Marc de Rafélis, John Reijmer, Rudy Swennen et Catherine Truffert qui ont accepté d'être membre du jury. Merci pour le temps que vous avez accordé à la lecture de ce manuscrit.

Je remercie l'INSU pour le financement attribué à notre projet deux années de suite, le BRGM pour le financement ayant permis l'étude des puits carottés, l'ISTeP et l'équipe EMBS pour leur participation à l'analyse CT-scan.

Thèse sur le bassin de Paris oblige, je vais organiser ces remerciements par secteur, à commencer par le centre. A Paris d'abord, je remercie le laboratoire de l'ISTeP et l'équipe Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires de m'avoir accueilli et de m'avoir fourni un environnement propice à mes travaux. Beaucoup ont participé à rendre ces 3 années riches en discussions et interactions et je remercie François Baudin, Catherine Homberg, Bruno Vrielynck mais également Frédéric Delbes et Alexandre Lethiers. Je ne peux oublier les collègues de l'équipe Biominéralisations et Environnements Sédimentaires, première terre d'accueil lors de ma jeunesse. Merci à Marc de Rafélis pour sa confiance totale en me laissant utiliser la cathodo dès que j'en avais besoin, merci pour toutes les discussions (scientifiques ou non) que nous avons partagées. Merci également à Fabrice Minoletti, pour toujours Master Chief, à Loïc Ségalen et à Alain Person. Un grand merci à Nathalie Labourdette pour sa grande patience lorsque j'apprenais à me servir du spectro ou encore lorsque je venais préparer mes solutions de coloration.

Cette thèse est avant tout l'alliance de plusieurs thématiques et pour la caractérisation des propriétés pétrophysiques c'est à Cergy que j'ai fait mes classes. Un grand merci à Philippe Robion et Christian David de m'avoir accueilli un nombre de fois incalculables au sein du laboratoire GEC (Géoscience et Environnement Cergy). En plus d'une formation robuste en pétrophysique, vous avez pris le temps de répondre à toutes mes questions tout en stimulant ma réflexion. Je remercie également Jérôme Wassermann et Jean-Christian Colombier pour leur aide et les multiples explications sur les différents outils de mesure avec lesquels j'ai pu m'amuser.

Enfin, je remercie Sophie Violette (UPMC, Sysiphe), Dominique Bruel (Mines ParisTech) et Fabien Fauberti pour notre projet commun sur les paléocirculations. Et je n'oublie pas Youri Hamon (IFPEN), merci d'avoir bien voulu être rapporteur lors de ma mi-thèse et de m'avoir accordé de ton temps pour en discuter.

Plus au sud (mais pas trop), allons vers Orléans. J'adresse mes remerciements au BRGM et tout d'abord, je tiens à dire merci à Christophe Rigollet et à Eric Lasseur. Vous m'avez suivi depuis le M2 et avez grandement participé à l'aboutissement de ce travail. Merci de m'avoir constamment encouragé lors de mes avancées et de mes réflexions, notamment sur l'aspect appliqué de mes travaux de recherche. Au plaisir de travailler avec vous à nouveaux. Merci également à Benoit Issautier, pour ton écoute et tes conseils lors de nos travaux communs, ainsi qu'à Olivier Serrano pour l'accès aux données de diagraphies et à Elodie Giugliaris pour l'accès aux données des puits géothermiques. Merci également à Sétareh Rad de m'avoir intégré au projet CarbIso.

A la bordure sud-est du bassin, je dois remercier l'équipe Biogéosciences de l'Université de Bourgogne à Dijon. Merci d'abord à Fabrice Monna, véritable mentor, tu m'as transmis tes connaissances sur l'utilisation des statistiques en géosciences et de R. Mille mercis à toi. Je remercie également Jean-François Deconinck, Jean Lévêque et tous les membres de Biogéosciences pour leur accueil chaleureux. Enfin, il n'y a pas que le vin en Bourgogne, il y'a surtout les Bourgui-Burgers. Un peu plus à l'est, merci à Jean-Pierre Sizun de l'Université de Franche-Comté d'avoir parfait ma formation en pétrophysique et notamment sur les mesures de perméabilité.

Enfin, pour quitter le bassin de Paris, je remercie Rudy Swennen et Steven Claes de la Katholieke Universiteit de Louvain en Belgique pour leur disponibilité et la formation que j'ai reçue à l'utilisation de la nano-tomographie, fabuleuse technique d'avenir.

Bien évidemment, je n'oublie pas la joyeuse équipe de géologues. Merci à Franck d'avoir éveillé ma curiosité pour les géosciences, à Damien et à Vincent, tuteur intransigeant mais formidable ami à qui je dois énormément. Louis, *tu sais comment je sais que...*, merci à toi. Merci à Alexis (L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X un jour...), à Gaby, Newbie, Damien, Nico, Quentin, Anne-C, Jeremaïe et mon coturne Sylvain, merci à J.-B., fonce garçon. Merci également à Lisa Texier qui le temps d'un été m'a donné un coup de main lors des mesures petrophy, à Remi Charton qui a travaillé sur les bordures sud et ouest, et à Fabien Fauberti pour son travail de modélisation des écoulements fluides.

Ces dernières lignes sont pour mes proches. A mes parents d'abord, merci pour tout. A Vladimir et Fabien, les gars, merci d'avoir toujours été là. A toi, Aurélie, merci et encore merci, à deux rien n'est impossible.





# Résumé

Les études précédemment menées dans le bassin de Paris, et héritées de la recherche pétrolière ont permis la modélisation du remplissage et de l'évolution temporelle du bassin ainsi que la caractérisation des formations susceptibles d'être des lieux de stockage du CO<sub>2</sub> et/ou d'exploitation pour la géothermie. A ce titre, la Formation de l'Oolithe Blanche (Jurassique moyen), aquifère salin profond, est particulièrement intéressante car (1) elle est exploitée en géothermie et, (2) elle constitue une formation carbonatée potentielle pour le stockage du CO<sub>2</sub>. Cependant, les premières études menées lors des recherches pour la géothermie ou pour le stockage ont négligé la complexité de cette formation, ce qui n'est pas sans incidences non seulement sur l'évaluation des volumes potentiels de stockage, mais également sur l'évolution des propriétés du réservoir après l'injection du CO<sub>2</sub>.

Dans un premier temps, une étude sédimentologique a été réalisée sur des analogues de terrain (carrières de Bourgogne) où la Formation de l'Oolithe Blanche affleure (secteur sud-est), puis en sub-surface dans plusieurs puits carottés le long d'un transect SE-NO (secteurs médian et central). La Formation de l'Oolithe Blanche est composée d'un grainstone oo-bioclastique dont le contenu en bioclastes est variable, voir quasi-absent. Cette formation, dont le faciès général est un faciès oolithique, a été subdivisé en trois sous-faciès (Lobe Oolithique Progradant, Shoal Oolithique et Tidal), rattachés chacun à des processus de dépôt différents.

L'étude pétrographique a permis de caractériser (1) le type et la localité des pores et (2) la chronologie relative de mise en place et la nature des phases diagénétiques. Une analyse géochimique a complété l'étude diagénétique afin de discuter de la nature des fluides parents à l'origine des cimentations sparitiques et l'histoire des paléocirculations des fluides dans le bassin. Les paragenèses propres à chaque site montrent une hétérogénéité en fonction des localités. Dans le secteur sud-est la paragenèse est complexe et l'évolution diagénétique de la formation se poursuit jusqu'au cours de la télogénèse, ce qui se traduit par une étape de dédolomitisation. Dans le secteur médian l'évolution diagénétique s'est arrêtée durant la mésogénèse d'enfouissement. Enfin, dans le secteur central, l'histoire diagénétique est plus courte et les phases de cimentation incomplètes laissent libre la porosité initiale. Les fluides diagénétiques parents à l'origine de la cimentation de la formation seraient : (1) un mélange entre des eaux marines piégées et/ou des fluides de pression-dissolution avec des eaux météoriques venant recharger l'aquifère, ou (2) des eaux météoriques, tamponnées par les carbonates lors de leur transfert en profondeur, ou encore (3) un mélange entre des fluides marins piégés et des fluides remontant ponctuellement depuis les aquifères du Trias.

L'analyse des paramètres pétrophysiques a porté, entre autres, sur la mesure des valeurs de porosité et de perméabilité, mais également sur celle des paramètres acoustiques et électriques afin de caractériser les propriétés de ce réservoir. Il a été mis en évidence plusieurs échelles d'hétérogénéités. La porosité au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche est majoritairement représentée

par une microporosité intraparticulaire. La microporosité est à l'origine de la connectivité de l'ensemble du système poreux pour les secteurs sud-est et médian. Une macroporosité moldique non connectée est également parfois observée alors qu'une macroporosité interparticulaire est aussi présente au centre du bassin. Cette dernière participe à la bonne perméabilité du réservoir au centre du bassin et à la circulation des fluides exploités en géothermie. A l'échelle de l'échantillon, une étude statistique a permis de mettre en évidence un contrôle fort de l'environnement de dépôt et de la diagenèse sur les paramètres pétrophysiques. Parmi les plus importants, la compaction et la cimentation influencent fortement la perméabilité et les propriétés acoustiques du réservoir. L'interpénétration due à la compaction tend à améliorer la qualité du réservoir par la création de chemins de migrations de fluides entre les particules. A l'inverse, la cimentation tend à bloquer le système empêchant toute mise en connectivité du système poreux. Enfin, compaction et cimentation provoquent une diminution des vitesses de propagation des ondes P.

Enfin, un outil statistique capable, dans un premier temps, de préciser et de déterminer les relations de corrélations entre paramètres sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques a été développé. Dans un second temps, cet outil a également aidé à définir des électro-faciès en vue d'un couplage avec les données de diagraphie. Il en résulte un modèle prédictif, calibré pour la Formation de l'Oolithe Blanche, qui peut être déployé simplement et rapidement à l'ensemble des sondages réalisés dans le Bassin de Paris, à très haute résolution. Ces approches permettront de caractériser les hétérogénéités sédimentologiques et pétrophysiques dans la Formation de l'Oolithe Blanche à l'échelle du bassin et ainsi d'affiner le modèle réservoir 3D existant.

# Abstract

Previous studies in the Paris basin, inherited from oil exploration, led to the modelling of filling and temporal evolution of the basin and the determination of geological formations available for CO<sub>2</sub> geological storage or geothermal energy exploitation. As such, the Oolithe Blanche Formation (mid. Jurassic), a deep saline aquifer, show some interest as : (1) it is exploited for geothermal energy and (2) this formation is considered for CO<sub>2</sub> geological storage. However, the first studies led on the subject of geothermal energy exploitation or oil exploration neglected the complexity of this reservoir, which has implication not only on the assessment of potential storage volume, but also on the evolution of the reservoir after the injection of CO<sub>2</sub>. It is in this context that this Ph.D thesis has been carried out.

Firstly, we led a sedimentological study in field analogs (quarries of Burgundy) where the Oolithe Blanche Formation outcrops (south-east area), then the same was done in sub-surface, by the study of several cored wells along a SE-NW transect (median and central areas). The Oolithe Blanche Formation is composed of an oo-bioclastic grainstone whose content in bioclasts vary or is inexistent. On the outcrops, we demonstrated a heterogeneity in sedimentary deposits, mainly controlled by depositional environments. The formation, whose general facies is oolitic was then be subdivided in three sedimentary sub-facies, each of them related to different processes of deposition.

The petrographic study was conducted to characterize : (1) the type and location of pores and (2) the relative timing and the nature of diagenetic stages. Geochemical analysis completed the diagenetic study to discuss the nature of parent fluids of sparitic cements and the history of fluids palaeocirculations in the basin. The site-specific paragenesis shows heterogeneity depending on the location. The paragenesis in the south-east area is complex and the diagenetic evolution of the formation went as far as telogenesis, leading to a dedolomitisation stage. In the median area, the diagenetic evolution stopped during burial mesogenesis. At last, in the central area, the history is relatively short and incomplete cementation stages leaves free, primary, porosity. Parent diagenetic fluids of cements in this formation would be : (1) a mix between trapped sea waters and/or pressure-dissolution fluids with meteoric waters from the aquifer recharge, or (2) meteoric waters, buffered by carbonate host during their migration, or (3) a mix between trapped sea waters and fluids migrating per-ascensum from deep Triassic aquifers.

Analyses of petrophysical parameters was carried on the measurement of porosity and permeability values, but also on acoustic and electric parameters in order to access the reservoirs properties. Several scale of heterogeneities has been highlighted. Porosity in the Oolithe Blanche Formation is mainly represented by intraparticle microporosity. Microporosity is responsible for the connectivity of the pore network in the south-east and median areas. A mouldic porosity, not connected to the porous network, is also often observed and interparticle macroporosity is observed at the center of the basin. The latter permits good permeability in the reservoir at the center of

the basin and circulation of fluids exploited in geothermal energy. At the sample scale, a statistical study has highlighted a strong control of the depositional environments and diagenesis on the petrophysical parameters. Among the most important, compaction and cementation strongly influence permeability and acoustic properties of the reservoir. Compaction, including grain interpenetration, improves the reservoir quality by creating migration paths for fluids between the particles. On the contrary, cementation tends to block the system, preventing interpenetration and connectivity of the pore network. At last, compaction and cementation cause a decrease in P wave's velocities.

Finally, a statistical tool that is capable of determining the correlations relationships between sedimentologic, diagenetic and petrophysical parameters and of defining electro-facies for well-logging data correlations was developed. The result is a predictive model, calibrated for the Oolithe Blanche Formation, which can easily and quickly be deployed on all well in the Paris Basin, with high resolution. This method permit the characterization of sedimentologic and petrophysical heterogeneities in the Oolithe Blanche Formation, at the basin scale, and thus the refining of existing 3D reservoir modelling.





# Introduction

La consommation mondiale d'énergie fossile et la production de ciment ont émis 9,5 gigatonnes de CO<sub>2</sub> en 2011, soit une augmentation de 54% par rapport à 1990 (IPCC, 2013). La recherche de solutions pour diminuer l'impact des rejets de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère a mené à l'établissement de stratégies sur le long terme pour assurer une réduction efficace de nos émissions et de nos rejets de gaz à effet de serre. La proposition de séquestrer le CO<sub>2</sub> émis dans des couches géologiques profondes est l'une des solutions à très long terme aujourd'hui envisagée et fait l'objet de plusieurs sites pilotes dans le monde (In Salah, Algérie ; Sleipner, Norvège ; Frio, États-Unis), pour n'en citer que quelques uns (Metz et al., 2005), et notamment en France (Lacq, Pyrénées atlantiques, Total (2007)). Cette nouvelle technologie demande de reconnaître et de caractériser des ensembles géologiques pouvant accueillir de grandes quantités de CO<sub>2</sub> et ayant la capacité à assurer son stockage sur des temps à l'échelle géologique. Pour ce faire, les formations réservoirs, comme celles contenant des hydrocarbures et en fin d'exploitation ou les aquifères salins profonds, ont été retenues comme étant à même de recevoir un important flux de CO<sub>2</sub> (Brosse et al., 2010). Parmi ces formations réservoirs, les aquifères salins offrent les plus grandes capacités et pourraient être le lieu de stockage de 400 à 10000 Gt de CO<sub>2</sub> dans le monde (Gunter et al., 1996). Par exemple, le champ gazier de Sleipner (Norvège, Mer du Nord) permet le stockage de 1 million de tonnes de CO<sub>2</sub> par an dans un aquifère profond offshore, avec une quantité totale stockée actuellement de 7.5 millions de tonnes (Holloway et al., 2007). D'autres sites sont également le lieu d'un stockage géologique du CO<sub>2</sub> couplé à la récupération assistée d'hydrocarbures. C'est le cas à Weyburn (Canada) où le stockage se fait dans un réservoir pétrolier, couplé à la récupération assistée de pétrole (Emberley et al., 2005) ou encore à In-Salah en Algérie où le stockage est réalisé dans un aquifère profond jouxtant le réservoir de gaz (Riddiford et al., 2004). En France, les aquifères profonds du bassin de Paris représenteraient un potentiel de stockage de 26000 Mt environ (Bonijoly et al., 2003).

Parallèlement au stockage géologique, le contrôle de nos émissions de CO<sub>2</sub> est un impératif nécessitant le développement d'énergies renouvelables et « propres ». La géothermie répond à cet impératif en proposant une production de chaleur et d'électricité avec un impact réduit sur la production de gaz à effet de serre en comparaison de celui des centrales à charbon encore en utilisation dans certains pays. En 2000, la géothermie avait une capacité mondiale de production d'énergie de 7974 MWe et l'électricité ainsi générée était de 49.3 billion kWh/an, soit 0,3% de l'énergie électrique totale dans le monde (Barbier, 2002).

En France, le Grenelle de l'Environnement a fixé la production d'énergie renouvelable d'ici 2020 à 20 millions de tep (tonnes-équivalent-pétrole) par an ; la géothermie y participera pour 750 000 tep de production annuelle. En 2009 la France disposait d'une production primaire d'énergie renouvelables de 20,55 Mtep. Depuis, on observe un net repli avec une production de 19,5 Mtep pour l'année 2011. Selon l'Insee (Institut national de la statistique et des études économiques), la production d'énergie primaire par la géothermie était de 126 ktep en 2000 et de seulement 89 ktep en 2011 (Louati et al., 2013). Le principe de la géothermie repose sur l'utilisation de l'énergie thermique produite par la Terre, principalement issue des éléments radioactifs du manteau terrestre.

Cette énergie géothermique produit un gradient de chaleur réparti de façon non homogène sur le globe. Le gradient géothermique en Europe est d'environ  $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$  tous les 33 mètres, ou autrement dit de  $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$  tous les kilomètres. En plus de la présence d'un gradient géothermique suffisant, la géothermie nécessite la présence d'une formation réservoir de grande capacité, accessible par forage et avec une perméabilité non négligeable (Barbier, 2002). Ces pré-requis sont les mêmes que pour le stockage géologique du  $\text{CO}_2$  et les modélisations récentes montrent que géothermie et séquestration peuvent être couplées, le  $\text{CO}_2$  étant alors utilisé comme fluide caloporteur avec des propriétés thermiques plus intéressantes que l'eau de formation (Pruess, 2008). La mise en œuvre de ces technologies nécessite donc une connaissance rigoureuse et complète des formations réservoirs.

Par ailleurs, les réservoirs carbonatés représentent 60% des réserves mondiale en huile et 40% en gaz (Schlumberger, 2007 ; Burchette, 2012). La forte hétérogénéité des propriétés de ces réservoirs, la complexité de la caractérisation de la fracturation ou encore la mauvaise connaissance de l'évolution à long terme de la qualité du réservoir constituent des difficultés majeures pour la compréhension de leur comportement. Une grande part des problèmes rencontrés lors de la caractérisation et de la modélisation de ces réservoirs est due à la forte hétérogénéité et à la complexité de la microstructure des carbonates. Cette forte hétérogénéité des carbonates est d'ailleurs à l'origine du grand nombre de classifications existant pour caractériser les différents types de microstructures rencontrées, telles que les classifications de Choquette & Pray (1970), de Lucia (1983) ou encore de Lønøy (2006). Il est donc en général difficile de comprendre, et encore plus de prédire, la distribution des propriétés pétrophysiques au sein des réservoirs carbonatés. Une synthèse non exhaustive montre d'ailleurs que les propriétés pétrophysiques de réservoirs carbonatés présentent une grande disparité dans les valeurs de porosité ( $\phi$ , de 0 à 35%) et de perméabilité (K, de 0,001 mD à 1D). Ce constat s'observe quelque que soit l'âge ou la localisation du réservoir (Tableau 1).

Formation	Pays	Age	$\phi$	k	Ref.
El Garia	Tunisie	Éocène	< 35 %	< 10 mD - 1D	Beavington-Penney et al. (2008)
Ghawar	A. Saoudite	Callovo-Oxfordien	10 - 20 %		Beavington-Penney et al. (2008)
Mishrif	Irak	Cenomanien	15 - 25 %	0,01 - 100 mD	Lambert et al. (2006)
Arab D	E.A.U	Tithonien	15 - 25 %	0,01 - 10 mD	Lambert et al. (2006)
Kharaib	E.A.U	Barremien	< 20 %	< 10 mD	Neilson et al. (1998)
Ara Group	Oman	Cambrien	,5 - 25 %	0,01 - 313 mD	Schröder et al. (2005)
Zanarol	Kazakhstan	–	9 - 13%	13 mD	Lun et al. (2010)
Mangkalihat	Borneo	Éo. - Oligocène	1 - 35 %	< 1 - 100 mD	Wilson & Evans (2002)
Bolu	Turquie	Éocène	5 - 16 %	0,01 mD	Geçer Büyüktku et al. (2005)
Mrakovskaya	Russie	Carbonifère	1 - 10 %	< 10 mD	Ryskal et al. (1989)
Humbly Grove	R. Uni	Dogger	11 - 24 %	< 0,1 - 1 D	Heasley et al. (2000)
Muschelkalk	Allemagne	Trias	3 - 20 %	4,5 - 37,8 mD	Koehrer et al. (2010)
Jura	France	<i>Urgonien</i>	2 - 25 %	< 0,01 - 13 mD	Volery et al. (2010)
Est B.P.	France	Oxf. - Kimm.	< 15 %	< 0,1 mD	Brigaud et al. (2009)
Bassin d'Aquitaine	France	Danien	2 - 42 %	0,1 - 5,6 mD	Cerepi et al. (2003)
Madden	USA	Mississippien	0 - 27 %	0,001 - 100 mD	Westphal et al. (2004)

Tableau 1 – Synthèse bibliographique de différentes études faisant mention des propriétés réservoirs de formations carbonatées.  $\phi$  : porosité et k : perméabilité. E.A.U. : Emirats Arabes Unis, R. Uni : Royaume Uni, B.P. : bassin de Paris.

Dans le bassin de Paris, les études précédemment menées et héritées de la recherche pétrolière ont permis la modélisation du remplissage et de l'évolution temporelle du bassin ainsi que la caractérisation des formations susceptibles d'être des lieux de stockage du CO<sub>2</sub> et/ou d'exploitation pour la géothermie. A ce titre, la Formation de l'Oolithe Blanche (Jurassique moyen) du bassin de Paris est particulièrement intéressante car (1) elle est déjà utilisée en géothermie (secteur Val de Marne, BRGM), (2) elle est exploitée comme gisement pétrolier, notamment dans le champ de Saint-Martin-de-Bossenay (Vidal-Gilbert et al., 2009) et (3) elle constitue une formation carbonatée potentielle pour le stockage du CO<sub>2</sub> (Brosse et al., 2010). Cependant, les premières études menées lors des recherches pour la géothermie ou pour le stockage ont négligé la complexité de cette formation, ce qui n'est pas sans incidences non seulement sur l'évaluation des volumes potentiels de stockage, mais également sur la vie du réservoir après l'injection du CO<sub>2</sub> (Kopp et al., 2009).

Ainsi, ce travail a pour but d'appréhender l'hétérogénéité sédimentaire, diagénétique et pétrophysique au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche, à travers huit sites d'études se répartissant sur un transect SE-NO depuis la bordure sud-est jusqu'à la partie centrale du bassin. Les différents sites d'études sont répartis de la manière suivante (1) trois carrières du nord de la Bourgogne, sur la bordure sud-est du bassin, où la Formation de l'Oolithe Blanche affleure (analogue de terrain), (2) trois puits carottés dans la partie médiane du bassin et (3) deux puits, dont un est actuellement exploité en géothermie, dans la partie centrale du bassin.

Les objectifs fixés sont :

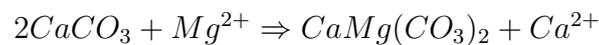
- Caractériser le plus finement possible la Formation de l'Oolithe Blanche à plusieurs échelle d'étude. La caractérisation de ce réservoir se fera d'abord à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince puis à l'aide des diagraphies de puits. Les propriétés déduites de cette étude seront ensuite extrapolées à l'échelle locale, puis régionale.
- Définir un modèle sédimentologique rendant compte de l'environnement de dépôt et de l'hydrodynamisme ainsi que des possibles évolutions de ses paramètres au cours du temps.
- Etablir l'histoire diagénétique de la Formation de l'Oolithe Blanche à l'échelle locale et à l'échelle régionale. La paragenèse sera par la suite reliée à l'histoire des paléocirculations au sein du bassin et aux possibles modifications de la chimie du fluide diagénétique parent.
- Caractériser les propriétés pétrophysique de ce réservoir carbonaté à l'aide de mesures réalisées en laboratoire. Ces mesures permettront la caractérisation des propriétés réservoirs (porosité, perméabilité) ainsi que des propriétés microstructurales (vitesses d'ondes acoustiques, propriétés électriques). Cette étude réalisée à l'échelle de l'échantillon sera couplée aux données issues des diagraphies de puits.
- Mettre en évidence les relations de contrôle entre paramètres sédimentologiques et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques observées au sein du réservoir.
- Intégrer l'ensemble des analyses et résultats dans un modèle statistique capable de prédire la répartition des propriétés réservoirs de la Formation de l'Oolithe Blanche, en subsurface et à l'échelle du bassin. Ce modèle devra être calibré sur les données d'analogie de terrain, en accord avec les connaissances actuelles du réservoir et pouvoir être déployé sur l'ensemble des données disponibles pour la Formation de l'Oolithe Blanche.

# État de l'art

## 1.1 Un point sur la diagenèse des carbonates

Deux types chimiques jouent un rôle important dans la sédimentation carbonatée : le carbonate de calcium  $\text{CaCO}_3$  (calcite et aragonite) et la dolomite  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . La calcite et l'aragonite sont deux polymorphes cristallisant respectivement dans les systèmes rhomboédrique et orthorhombique. On définit également deux types de calcite selon sa composition en magnésium : (1) une calcite faiblement magnésienne ou LMC (*Low Magnesian Calcite*) et (2) une calcite fortement magnésienne ou HMC (*High Magnesian Calcite*). C'est le rapport molaire Mg/Ca du milieu de précipitation qui favorise la formation de l'un ou l'autre de ces polymorphes, la cristallisation de l'aragonite étant favorisée par un rapport supérieur à 2. Il apparaît qu'au cours des temps géologiques, ce rapport Mg/Ca a connu des variations, entraînant des précipitations à partir d'eau de mer, soit aragonitiques, soit calcitiques. Durant le Jurassique, la précipitation inorganique est considérée comme étant calcitique ([Sandberg, 1983](#)).

La dolomite, quant à elle, est un minéral secondaire qui se forme par la transformation de carbonates préexistants en présence d'ions  $\text{Mg}^{2+}$ , par la réaction suivante :



Du fait de son mode de formation, la dolomite s'observe souvent par la présence d'indentations sur les éléments figurés d'un carbonate et par la présence de cristaux rhomboédriques.

Au cours du temps, ces formes minérales carbonatées constituent un produit de la diagenèse ou sont très largement modifiées par la diagenèse. La diagenèse correspond à l'ensemble des processus qui affectent le sédiment depuis son dépôt, en passant par les divers stades de l'enfouissement, jusqu'à son possible retour à la surface et son éventuelle destruction. L'enfouissement maximum où la diagenèse est encore active est limité par l'entrée en zone métamorphique. Trois environnements diagénétiques sont classiquement reconnus : marin, météorique et d'enfouissement (Fig. 1.1). La diagenèse en environnement marin a lieu dès le dépôt des sédiments sur le fond marin, les zones côtières et les plages. En domaine marin ouvert, les processus diagénétiques dépendent de la profondeur d'eau et de la latitude. Le climat joue également un rôle important et ce notamment le long de la ligne de rivage. Le domaine météorique est caractérisé par l'exposition des sédiments à des conditions sub-aériennes et à la présence de fluides pouvant montrer de larges gammes d'état de saturation vis à vis des espèces minérales composées de carbonates ([Moore, 2001](#)). Comme dans le domaine marin, la diagenèse météorique des sédiments peut commencer dès leur dépôt, lors par exemple de progradation de la ligne de rivage, ou lors de tempêtes pouvant transporter du sédiment. Lors de l'exhumation c'est dans l'environnement météorique que de nombreux processus diagénétiques seront mis en place tels que la dissolution ou la karstification. Les deux environnements marins et météoriques peuvent également être séparés en deux zones distinctes : la zone vadose qui correspond à la partie située entre l'atmosphère et la nappe

phréatique et la zone phréatique qui correspond à la zone saturée en eau, c'est à dire à la nappe. De ce fait, la diagenèse météorique ne se limite pas à la surface mais peut être présente à des profondeurs importantes. Cela est d'autant plus vrai en présence d'un aquifère profond dont la recharge est assurée en surface comme c'est le cas actuellement pour la Formation de l'Oolithe Blanche.

Enfin, la diagenèse d'enfouissement est caractérisée par l'action de fluides pouvant avoir une origine mixte (mélange de fluides météoriques et marins formant une zone qui peut être considérée comme étant un *quatrième* environnement dit de mélange) ou par des saumures à la composition complexe résultant d'interactions roches–fluides sur une longue période de temps dans des conditions de haute température et de haute pression. Les processus diagénétiques d'enfouissement seraient relativement long à se mettre en place, ceci du fait des faibles vitesses de mouvement de fluides dans des conditions d'enfouissement profond (Moore, 2001).

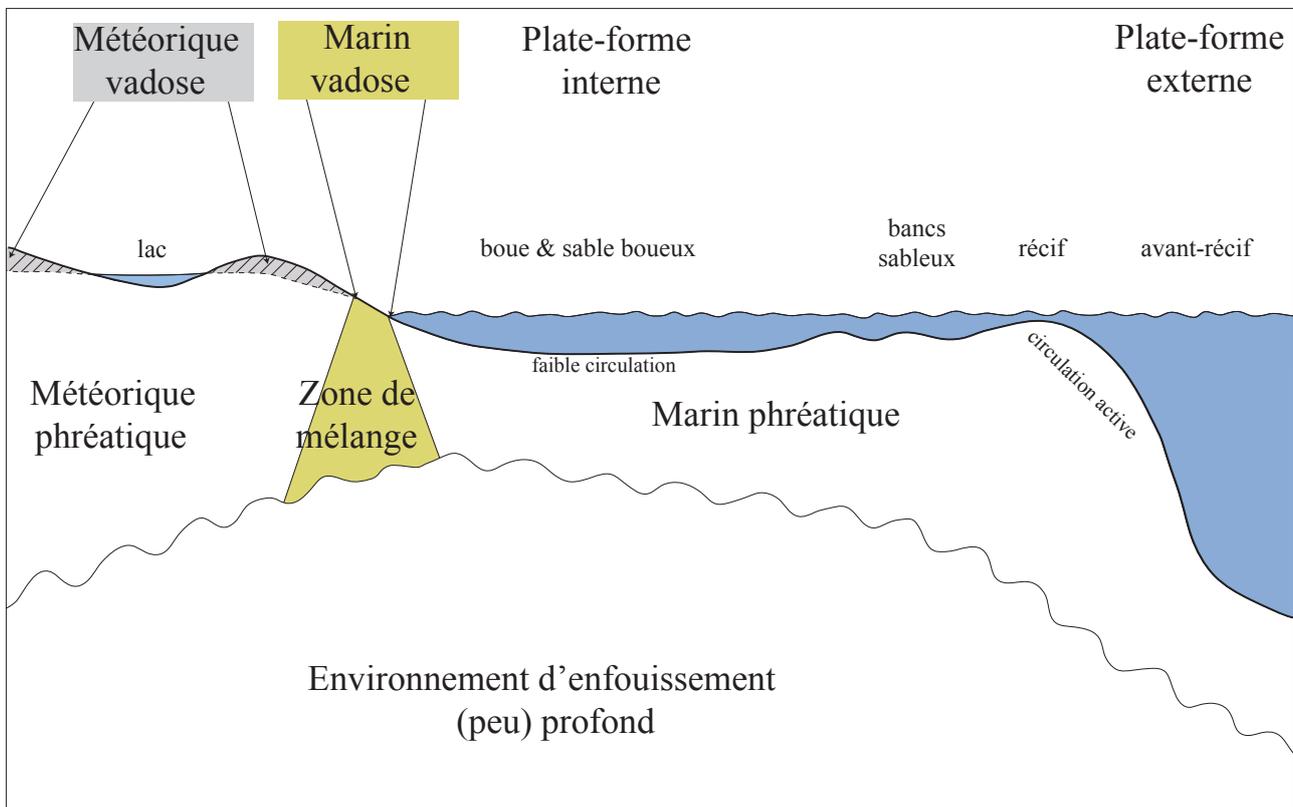


FIGURE 1.1 – Schéma représentant les différents environnements diagénétiques pour les roches carbonatées, modifié d'après Tucker et al. (1990).

Il existe trois étapes dans la diagenèse, associées à différents processus chimiques et/ou physiques (Choquette & Pray, 1970) :

- **l'éogénèse** est l'intervalle de temps entre le dépôt initial du sédiment et le moment où commence son enfouissement sous la zone d'influence des processus diagénétiques superficiels. La limite supérieure de l'éogénèse correspond à l'interface de dépôt qui peut être subaérienne ou subaquatique. La limite inférieure est considérée au point où les eaux marines ou de recharges météoriques ne circulent plus de manière active, par gravité ou par convection,
- **la mésogénèse** est l'intervalle de temps pendant lequel les sédiments sont enfouis en profondeur, sous la zone d'influence des processus diagénétiques surfaciques. La mésogénèse est en général marquée par l'existence et la circulation de fluides mixtes ou modifiés. Les processus liés à la compaction sont également largement représentés au cours de cette phase (Moore, 2001). Bien que la vitesse des processus physiques ou chimiques de cette phase soit lente, la mésogénèse représente un intervalle de temps très long et peut engendrer une forte modification de la porosité au sein d'un sédiment,
- **la télogénèse** représente quant à elle l'intervalle de temps pendant lequel les ensembles sédimentaires carbonatés vont être exhumés et retourner dans la zone d'influence des processus diagénétiques de surface.

Durant ces différentes étapes, les phases principales de la diagenèse reconnues dans cette étude sont des phases biologiques (micritisation), chimiques (dissolution, précipitation) et physiques (compaction lithostatique et tectonique).

Lors de leur dépôt sur le fond marin, la partie superficielle des fragments squelettiques et les grains carbonatés sont soumis à l'action de micro-organismes perforants. La **micritisation** s'observe par la présence d'une couche périphérique sombre, microcristalline, autour des grains. Elle fait appel à trois mécanismes : la perforation par des micro-organismes algaires, la précipitation interne de ciment cryptocristallin et probablement la recristallisation du carbonate préexistant (Purser, 1983). Souvent, l'enveloppe micritique reste le témoin de la présence d'un organisme après la dissolution du squelette, le test ainsi conservé est ensuite le lieu de précipitation de carbonates dans la porosité créée par la dissolution moldique.

**La dissolution** intervient lorsque les fluides présents dans les pores sont sous-saturés chimiquement par rapport au carbonate hôte, les grains et les ciments métastables peuvent alors être dissous. La dissolution est particulièrement efficace dans les environnements proches de la surface, dans les milieux d'enfouissement profonds ou encore dans les eaux profondes lorsque les fluides sont sous-saturés en aragonite et en calcite magnésienne. La dissolution des tests se caractérise par la création d'un vide appelé **porosité moldique** qui a la morphologie du bioclaste initial. Cette dissolution peut affecter les débris squelettiques aragonitiques (gastéropodes, bivalves et coraux principalement) dont les vides moldiques résultant, si ils sont baignés par un fluide sursaturé en  $\text{CaCO}_3$ , sont progressivement remplis par la précipitation de phases de cimentation calcitiques. Pendant le Jurassique, dans un contexte de mer calcitique, cette phase

de dissolution précoce de l'aragonite peut avoir eu lieu directement dans l'eau de mer ou encore dans des conditions d'enfouissement très brèves (Palmer et al., 1988 ; Ferry et al., 2007). Dans d'autres cas, la phase de dissolution affecte des tests originellement en calcite lors de la présence d'eau météorique ou de fluides d'enfouissement (Purser, 1983 ; Javaux, 1991).

A l'inverse de la dissolution, la **cimentation** mène à la précipitation de minéraux dans la porosité primaire ou secondaire à la condition que le fluide interstitiel soit sursaturé par rapport au carbonate hôte. Plusieurs phases de cimentation peuvent être reconnues grâce à l'utilisation de la cathodoluminescence et leur nature chimique peut être déterminée grâce à la coloration de surface (Lindholm & Finkelman, 1972). Les ciments observés de manière usuelle sont en aragonite, HMC, LMC et dolomite. Bien qu'il soit possible que la cimentation par des minéraux tels que le gypse, la sidérite, la kaolinite, le quartz ou encore l'ankérite soit rencontrée (Tucker et al., 1990), elle n'a pas été observée dans cette étude. La cimentation requiert une grande quantité de  $\text{CaCO}_3$  qui peut provenir de l'eau de mer dans le cas d'une diagenèse dans le domaine marin, mais qui peut aussi provenir du sédiment lui-même suite à une phase de dissolution par exemple, lors d'une diagenèse en domaine météorique ou d'enfouissement, les carbonates dissous reprécipitant ensuite quand la sursaturation est de nouveau atteinte. Il est également nécessaire de faire la distinction entre néomorphisme et recristallisation. Le néomorphisme comme défini par Folk (1965) prend en compte toutes les transformations d'un minéral vis-à-vis de lui-même ou d'un polymorphe, en présence d'un fluide, par des processus de dissolution-reprécipitation. La recristallisation fait référence au changement de taille, de forme ou d'orientation d'un cristal sans changement de minéralogie.

En règle générale, la dissolution et la cimentation font intervenir plusieurs paramètres tels que la composition du fluide présent dans l'espace poreux, la perméabilité, la quantité d'ions présents en solution (leur saturation favorisant la cimentation par précipitation et leur sous-saturation induisant la dissolution), la salinité, le pH et enfin l'activité de micro-organismes pouvant précipiter de la calcite de manière biogène.

**La compaction** est une phase diagénétique issue de l'application de forces physiques (pression lithostatique ou tectonique) au sein de la roche. Lors de la subsidence, elle est induite par l'enfouissement des sédiments et par l'augmentation de température et de pression qui s'ensuit. Elle se traduit par différentes structures caractéristiques telles que (1) le contact entre grains, (2) l'imbrication d'un élément dans un autre, soit par changement de forme quand les éléments sont mous, soit par dissolution lorsque ceux-ci sont déjà indurés, (3) la fracturation, pouvant être ensuite scellée ou non par la cimentation, (4) la desquamation du cortex des grains lorsque la couche la plus périphérique se détache, à la manière d'une peau d'orange.

Il existe un processus qui lie compaction et dissolution. Cette phase physico-chimique mène à la formation de **jointes stylolithiques**. Les stylolithes sont des contacts irréguliers, ressemblant à des sutures crâniennes et qui sont produits lors d'une compaction d'enfouissement ou d'une compression tectonique, accompagnées de la dissolution du substrat carbonaté. Les stylolithes se caractérisent par des formes irrégulières, parfois en dents de scies ou en colonnes, qui s'imbriquent les unes dans les autres. Il est courant de trouver des concentrations d'éléments insolubles le long

des plans de stylolithisation (Flügel, 2004). Ce phénomène de pression/dissolution peut entraîner une réduction importante du volume de la roche totale avec un effet prononcé sur la réduction de porosité. Il est important de noter que toutes les phases citées ci-dessus ont une influence sur la porosité de la roche, soit dans le sens d'une augmentation (dissolution, fracturation) soit d'une diminution (cimentation, stylolithisation).

## 1.2 Les classifications de la porosité

La pétrophysique correspond à l'étude et à la mesure des propriétés physiques des roches afin de caractériser leurs propriétés hydrauliques, mécaniques ou électriques par exemple. Parmi les paramètres qui nous intéressent plus particulièrement afin de caractériser les propriétés réservoirs des formations carbonatées, la porosité a fait l'objet d'une attention particulière et plusieurs classifications ont été proposées.

La **porosité** ( $\phi$ ) est définie comme le volume de vide en fonction du volume total de roche. Il est important de distinguer trois types de porosité : (1) la **porosité connectée**, participant au réseau perméable de la roche (seule porosité mesurable simplement), (2) la porosité occluse (c'est par exemple le cas des inclusions fluides) et (3) la porosité non connectée, difficilement mesurable. Dans cette étude nous ne prendrons en compte que la porosité **matricielle** connectée. En effet, la porosité occluse et la porosité non connectée sont rarement rencontrées dans les carbonates (Moore, 2001 ; Tiab & Donaldson, 2012) tout comme dans le présent objet d'étude. Enfin, on définit la **porosité effective** comme étant la somme de l'espace poreux interconnecté. Cette définition peut varier selon le domaine ou l'objet étudié et a titre d'exemple, dans le secteur pétrolier, cette porosité effective est souvent définie comme étant le volume d'espace poreux contenant des hydrocarbures productibles.

Du fait de la forte complexité et de l'hétérogénéité de la microstructure des roches carbonatées, plusieurs classifications de la porosité ont été proposées telles que celles de Choquette & Pray (1970), Lucia (1995) ou encore Lønøy (2006).

La classification de Choquette & Pray (1970) est fondée sur l'intégration du temps et de l'origine de la porosité (Fig. 1.2). Elle fait état de 15 types de pores, organisés en trois classes : (1) *fabric selective* quand la porosité peut être d'origine dépositionnelle ou diagénétique, voire les deux ; c'est par exemple le cas de la porosité interparticulaire ou de la porosité moldique observée dans certains de nos échantillons, (2) *non-fabric-selective*, qui inclut la porosité de fracture, les golfes de dissolution et la porosité dite secondaire, formée après la compaction des sédiments, et enfin (3) la classe dite *fabric selective or not* prenant en compte l'altération de la roche par des phénomènes biologiques ou physico-chimiques (lors par exemple de la perforation par des organismes lithophages ou encore lors de la production de brèches durant des phénomènes tectoniques). La composante temporelle est prise en compte dans la description de la porosité primaire ou secondaire. La porosité primaire est alors considérée comme formée par des processus lors du dépôt ou peu de temps après celui-ci, alors que la porosité secondaire est issue de processus dia-

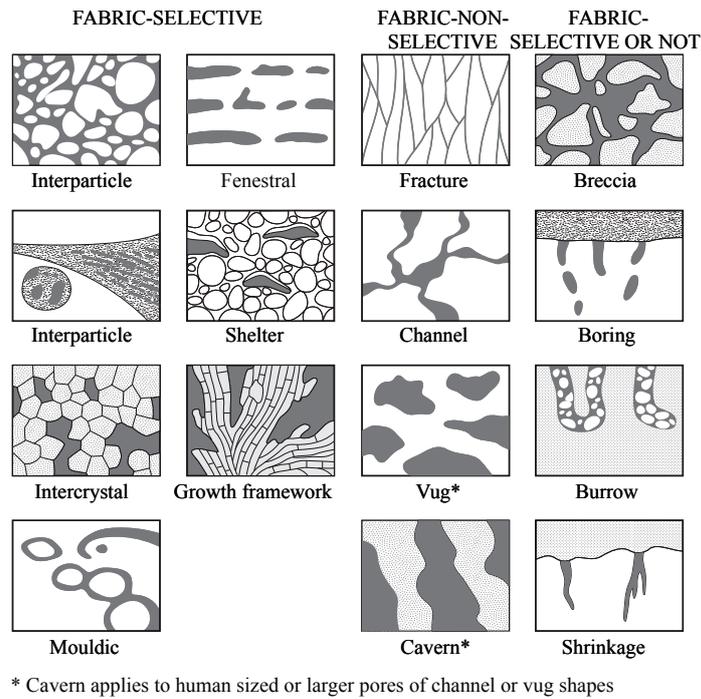


FIGURE 1.2 – Classification des différents types de porosité suivant Choquette & Pray (1970).

génétiques intervenant durant les trois phases également définies par Choquette & Pray (1970) que sont l'éogénèse, la mésogénèse et la télogénèse.

La classification de Lucia (1983, 1995, 1999) a pour but de fournir une méthode de description de la porosité dans les roches carbonatées qui peut être facilement mise en oeuvre aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire. Cette classification met l'accent sur les relations existantes entre la porosité, la perméabilité, la pression capillaire et la taille des particules. Deux grandes classes de porosité sont proposées en prenant en compte la taille des pores (Fig. 1.3). Une première classe est appelée porosité *interparticulaire* (*interparticle pore space*). Elle est située entre les grains ou les cristaux. Cette classe est elle-même divisée en deux catégories selon la taille et le type de particules. Une deuxième classe appelée porosité *vacuolaire* (*vuggy pore space*) concerne les pores dont la taille est plus importante que les grains les entourant. Ces pores sont d'origine moldique, inter- ou intraparticulaire, voir même intercrystalline mais ils ont tous été élargis par des processus de dissolution.

La classification de Lønøy (2006) reprend les classifications de Choquette & Pray (1970) et de Lucia (1983) en y incorporant des éléments liés à la texture de la roche et à la taille des pores, ceci dans le but de combiner les caractérisations sédimentologique et diagénétique des roches carbonatées. Six catégories de porosité (Tableau 1.1) sont définies en fonction des types de pores : interparticulaire, intercrystalline, intraparticulaire, moldique, vacuolaire et enfin micritique. Ces six types sont ensuite sub-divisés en fonction de la taille des pores et de leur distribution au sein de la roche. Dans cette étude, la classification de Lønøy (2006) a été privilégiée afin de catégoriser la porosité selon deux critères : (1) la localisation, intraparticulaire (dans les éléments)

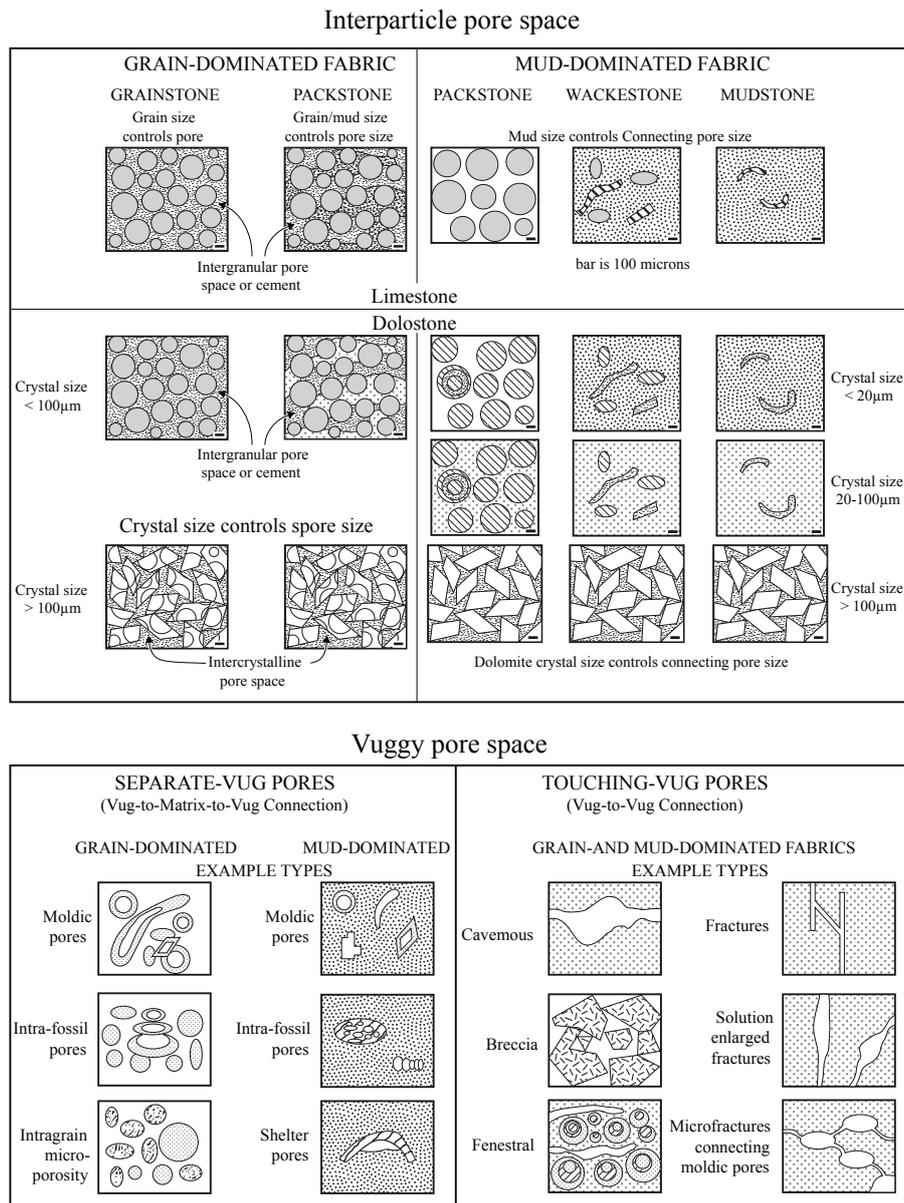


FIGURE 1.3 – Classification des différents types de porosité suivant Lucia (1983, 1995, 1999).

ou interparticulaire (entre les éléments) et (2) la taille moyenne des pores, en distinguant la microporosité (< 1 µm), la mésoporosité (> 1 µm et < 10 µm) et la macroporosité (> 10 µm).

### 1.3 La perméabilité dans les réservoirs carbonatés

La **perméabilité (k)** représente la capacité d'une roche à laisser passer un fluide par sa porosité connectée. Elle dépend alors de la porosité effective de la roche et donc de la taille, la forme, le tri et l'empilement des grains constitutifs mais également du degré de consolidation et de la cimentation de la roche. Généralement, la perméabilité est exprimée en Darcy (D) et plus souvent en milli-Darcy (mD). On distingue deux types de perméabilité (1) primaire, aussi appelée *perméabilité matricielle* et dont l'origine est reliée au dépôt et à la lithification de la roche et (2) une perméabilité secondaire qui résulte de l'altération de la roche par la compaction, la cimentation, la fracturation et la dissolution. Dans les réservoirs carbonatés à faible porosité,

Pore type	Pore size	Pore distribution	Pore fabric
Interparticle	Micropore (10 - 15 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Interparticle, uniform micropores
		Patchy	Interparticle, patchy micropores
	Mesopores (50 - 100 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Interparticle, uniform mesopores
Interparticle	Mesopores (50 - 100 $\mu\text{m}$ )	Patchy	Interparticle, patchy mesopores
		Uniform	Interparticle, uniform macropores
	Macropores (>100 $\mu\text{m}$ )	Patchy	Interparticle, patchy macropores
Intercrystalline	Micropores (10 - 20 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Intercrystalline, uniform micropores
		Patchy	Intercrystalline, patchy micropores
	Mesopores (20 - 60 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Intercrystalline, uniform mesopores
Intercrystalline	Mesopores (20 - 60 $\mu\text{m}$ )	Patchy	Intercrystalline, patchy mesopores
		Uniform	Intercrystalline, uniform macropores
	Macropores (>60 $\mu\text{m}$ )	Patchy	Intercrystalline, patchy macropores
Intraparticle		Intraparticle	
Moldic	Micropores (<10 - 20 $\mu\text{m}$ )	Moldic micropores	
	Macropores (>20 - 30 $\mu\text{m}$ )	Moldic macropores	
Vuggy		Vuggy	
Mudstone microporosity	Micropores (< 10 $\mu\text{m}$ )	Tertiary Chalk	
		Cretaceous Chalk	
		Uniform	Chalky micropores, uniform
		Patchy	Chalky micropores, patchy

Tableau 1.1 – Classification des différents types de pores suivant [Lønøy \(2006\)](#).

c'est la perméabilité secondaire qui assure la migration des fluides. Il est généralement admis que la compaction et la cimentation tendent à réduire la perméabilité de la roche alors que la fracturation et la dissolution l'augmentent ([Tiab & Donaldson, 2012](#)). Les travaux ici présentés permettent de remettre en cause ces généralités, dans le cas de notre objet d'étude. Dans l'étude de la qualité des réservoirs carbonatés, la perméabilité est souvent mesurée en laboratoire sur des échantillons issus de carottages. Les carottages étant rares et coûteux, la perméabilité est souvent calculée ou prédite à partir d'autres paramètres tels que la porosité ou les propriétés acoustiques ([Alam et al., 2011](#)). Il est souvent considéré que la perméabilité peut être exprimée à partir d'une relation logarithmique de la porosité mais dans le cas des réservoirs carbonatés, la grande quantité de types de pores possibles ainsi que la forte variabilité dans la taille des grains induisent une forte hétérogénéité sur les gammes de perméabilité observée. Il est donc courant d'observer, pour une porosité donnée, des valeurs de perméabilité pouvant varier sur 3 à 4 ordres de grandeur ([Burchette, 2012](#)).

Dans le domaine pétrolier, la qualité d'un réservoir est jugée en fonction de la perméabilité et celle-ci est considérée comme : mauvaise si  $k < 1$  mD, acceptable si  $1 < k < 10$  mD, modérée si  $10 < k < 50$  mD, bonne si  $50 < k < 250$  et enfin très bonne lorsque  $k > 250$  mD ([Tiab & Donaldson, 2012](#)). Les réservoirs dont la perméabilité est inférieure à 1 mD sont appelés "tight" ou "serré", bien que le terme Français soit rarement utilisé.

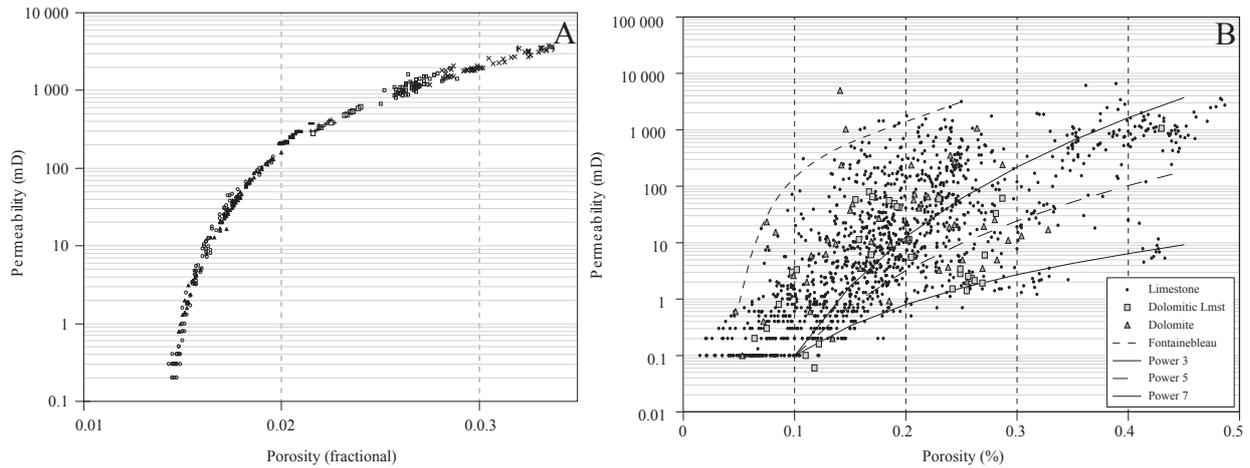


FIGURE 1.4 – Comparaison de la relation perméabilité - porosité dans les grès et les carbonates. (A) Grès de Fontainebleau. (B) Compilation des données de perméabilité et de porosité pour différents réservoirs carbonatés. Modifié d'après [Zinszner & Pellerin \(2007\)](#).

Les grès de Fontainebleau sont souvent choisis pour illustrer les relations entre la perméabilité et la porosité (Fig. 1.4 A). Ils présentent un cas idéal de bonne corrélation entre ces paramètres dans un matériau où la porosité est quasi-exclusivement de la macroporosité interparticulaire entre des sphères de taille homogène. Dans le cas des roches carbonatées (Fig. 1.4 B) il n'existe pas de relation linéaire entre la porosité et la perméabilité et, comme constaté précédemment, pour une valeur de porosité fixe, la gamme des valeurs de perméabilité est relativement importante en comparaison avec les réservoirs silico-élastique. Ceci s'explique par la grande diversité de types et de localités de pores rencontré dans les réservoirs carbonatées comme décrit précédemment mais également par la façon dont est connectée le réseau poreux. Dans les roches carbonatées dont le type de porosité est dominé par de la macroporosité, la proportion de porosité connecté influence fortement la perméabilité observée. Lorsque la microporosité est le type dominant, il est attendu de faible gamme de perméabilité, même si l'ensemble du réseau est connecté.



# Contexte géologique et objet d'étude

## 2.1 Le bassin de Paris, cadre stratigraphique et paléogéographique

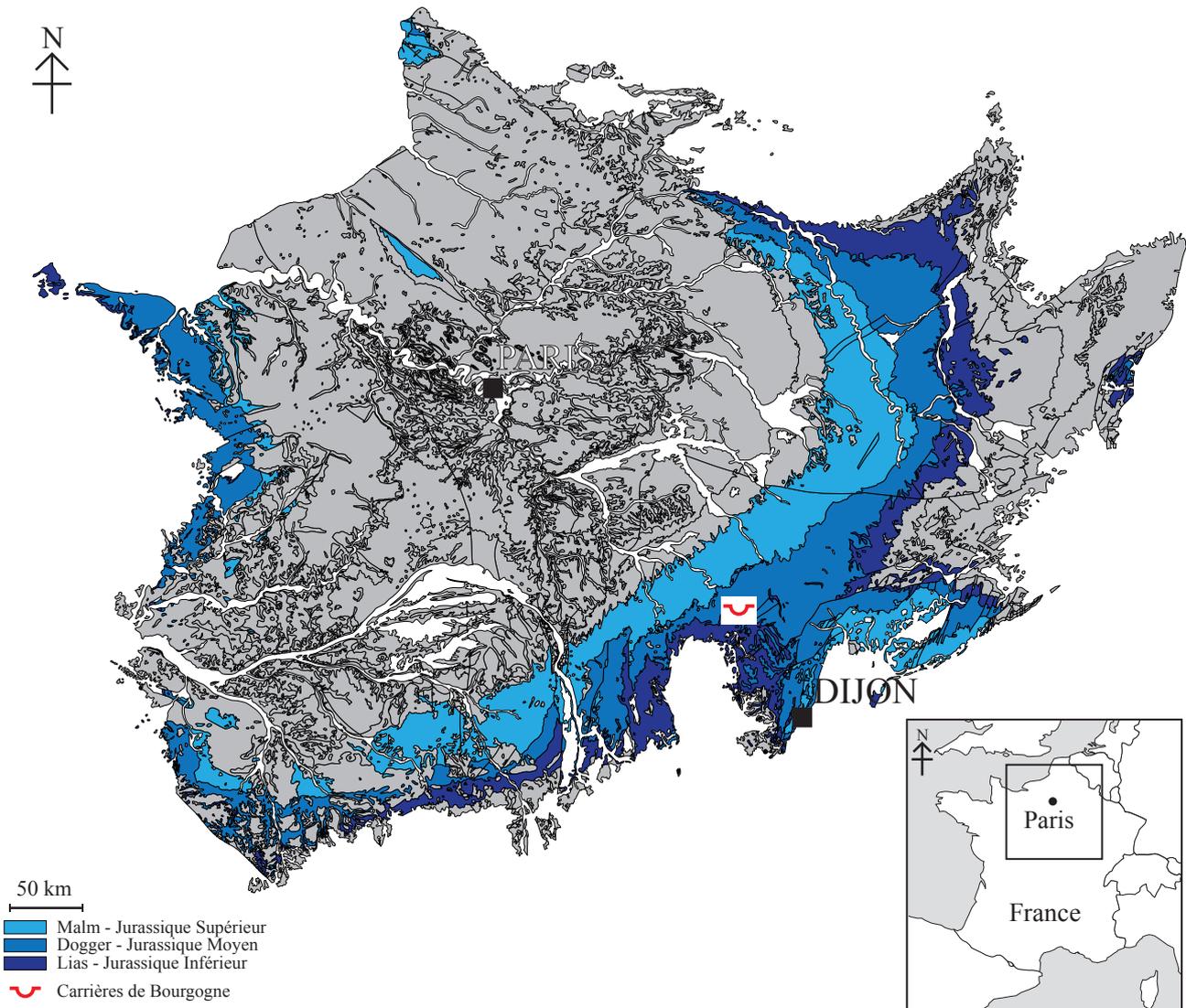


FIGURE 2.1 – Carte simplifiée du bassin de Paris. Seuls les terrains Jurassiques sont distingués (en bleu). Les terrains sous- (Trias) et sus-jacents (Crétacé et Cénozoïque) étant uniformément figurés en gris.

Le bassin de Paris est un bassin intracratonique méso-cénozoïque qui a été largement étudié par de nombreux auteurs tels que [Pomerol \(1978\)](#) ; [Cavelier & Pomerol \(1979\)](#) ; [Mégny \(1979\)](#) ; [Brunet & Le Pichon \(1982\)](#) ; [Cavelier & Lorenz \(1987\)](#) ou encore [Guillocheau et al. \(1999, 2000\)](#). Couvrant une grande partie du Nord de la France, ce bassin représente une superficie de 360000 km<sup>2</sup> sur une épaisseur pouvant atteindre 3000 m. Ce bassin est apparu pendant la période de rifting du Permo-Trias et connaît ensuite un régime de subsidence thermique décroissante ([Brunet & Le Pichon, 1980, 1982](#)). Il est délimité par les Ardennes au Nord, le Massif Armorica

à l'ouest, le massif des Vosges à l'est et le Massif Central au sud. La déformation et l'érosion qu'a subi le bassin durant le Crétacé et le Tertiaire a exhumé une partie des formations mésozoïques, notamment sur les bordures du bassin, leur donnant un aspect d'anneaux concentriques et mettant en évidence sa structure d'ensemble communément décrite comme en "pile d'assiettes" (Fig. 2.1). Le bassin a été connecté au nord au bassin Anglo-Belge au moins depuis le Toarcien, et ce jusqu'au Paléogène (Dercourt et al., 2000).

Le Jurassique moyen ou Dogger correspond à l'intervalle de temps compris entre  $-174,1 \pm 1,0$  et  $-166,2 \pm 1,2$  Ma (Gradstein et al., 2012). Deux grands cycles sont reconnus durant cette période (Guillocheau et al., 1999). Le Dogger est marqué par un changement important de la localisation des zones de subsidence avec un changement dans les directions principales des dépôtcentres vers le NW–SE. La zone la plus subsidente est localisée des deux cotés de la faille de Bray-Bouchy et le long de la faille de Saint-Martin de Bossenay. C'est durant le premier cycle Aalénien–Bathonien inférieur (zone à Zigzag et sous-zone à Yeovilensis) que s'installent les grands édifices carbonatés du Dogger.

La mise en place des ensembles carbonatés du *Dogger* commence d'abord dans un contexte transgressif avec la Formation des *Calcaires à entroques* (Bajocien), plate-forme bioclastique en domaine marin peu profond et qui montre la présence de quelques récifs (Durllet, 1996). Au-dessus de cette formation, la surface d'inondation maximale permet l'installation de la formation des *Marnes à Ostrea acuminata* (Bajocien) composées d'une alternance de marnes et de calcaires à dominante marneuse et bioclastique. Puis durant le demi-cycle régressif, une nouvelle plate-forme carbonatée se met en place. Cette plate-forme, Formation de l'*Oolithe Blanche* (Bathonien) est composée de shoals oolithiques et bioclastiques et présente des textures quasi-exclusivement grainstones, typiques des domaines de haute énergie. La Formation de l'*Oolithe Blanche* passe pour partie latéralement à la formation du *Calcaire de Comblanchien* (Bathonien), composée de dépôts de boue carbonatée dans un environnement marin protégé avec des textures mudstones à wackestones dominantes, avec la présence quasi-constante d'oncolithes (Fig. 2.2). Ces ensembles sont bordés à l'Ouest par le sillon marneux et à l'Est par le domaine marin ouvert germanique (Rojas et al., 1990 ; Gaumet, 1997). A nouveau dans un contexte transgressif se mettent en place les formations de la *Pierre de Dijon-Corton*, de la *Pierre de Ladoix* et du *Calcaire à Plantes* (Callovien inférieur), qui sont usuellement regroupées sous le nom de formation de *La Dalle Nacrée* (Guillocheau et al., 1999 ; Floquet et al., 1989). Cet empilement de formations carbonatées représente les réservoirs carbonatés du Dogger du bassin de Paris. Ces réservoirs sont scellés à leur base par la formation des *Marnes à Ostrea acuminata* (Bajocien) et à leur toit par la formation des *Marnes de Massingy* (Callovien p.p. - Oxfordien p.p.) (Fig. 2.3).

Ce système fait partie d'un plus grand système pétrolier regroupant les formations du Lias-Dogger-Néocomien et producteur de 50% des ressources en hydrocarbures du bassin de Paris dans les années 2000 (Beccaletto et al., 2010).

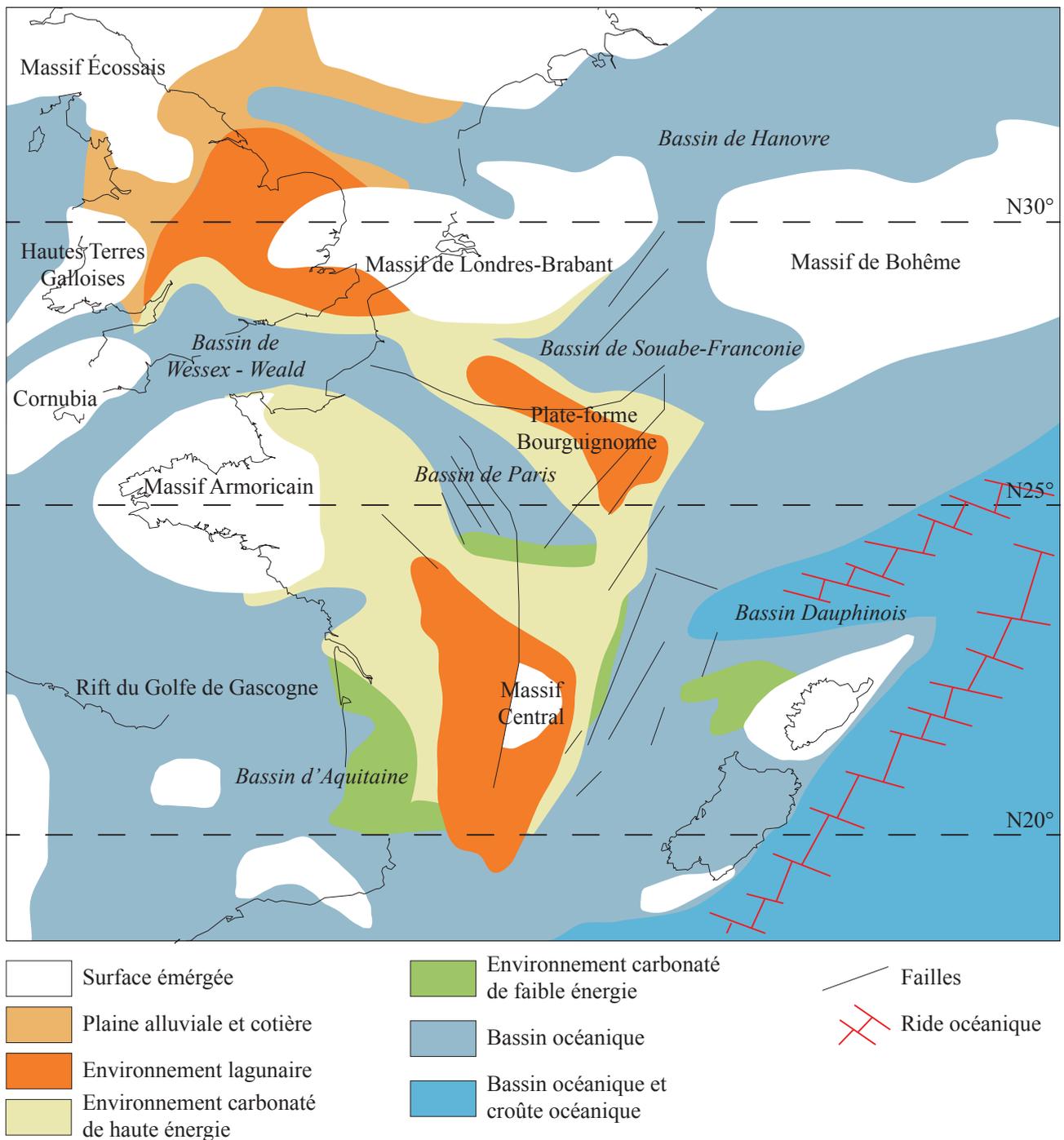


FIGURE 2.2 – Paléogéographie de l'Europe Occidentale au Bathonien. Modifié d'après Enay & Cariou (1980) ; Thierry & Barrier (2000) dans Brigaud et al. (2009). Les paléolatitudes au Bathonien sont indiquées. Le tracé des côtes (actuel) n'est reporté que pour faciliter la lecture.

## 2.2 La Formation de l'Oolithe Blanche

La Formation de l'Oolithe Blanche (Bathonien) est un aquifère salin, localement réservoir à hydrocarbure. D'une épaisseur allant de 50 à 110 mètres, cette formation se retrouve à l'affleurement sur les bords oriental et occidental du bassin et à une profondeur de 1900 mètres au centre de celui-ci. Les textures de carbonate rencontrées sont très majoritairement des grainstones, beaucoup plus rarement des packstones.

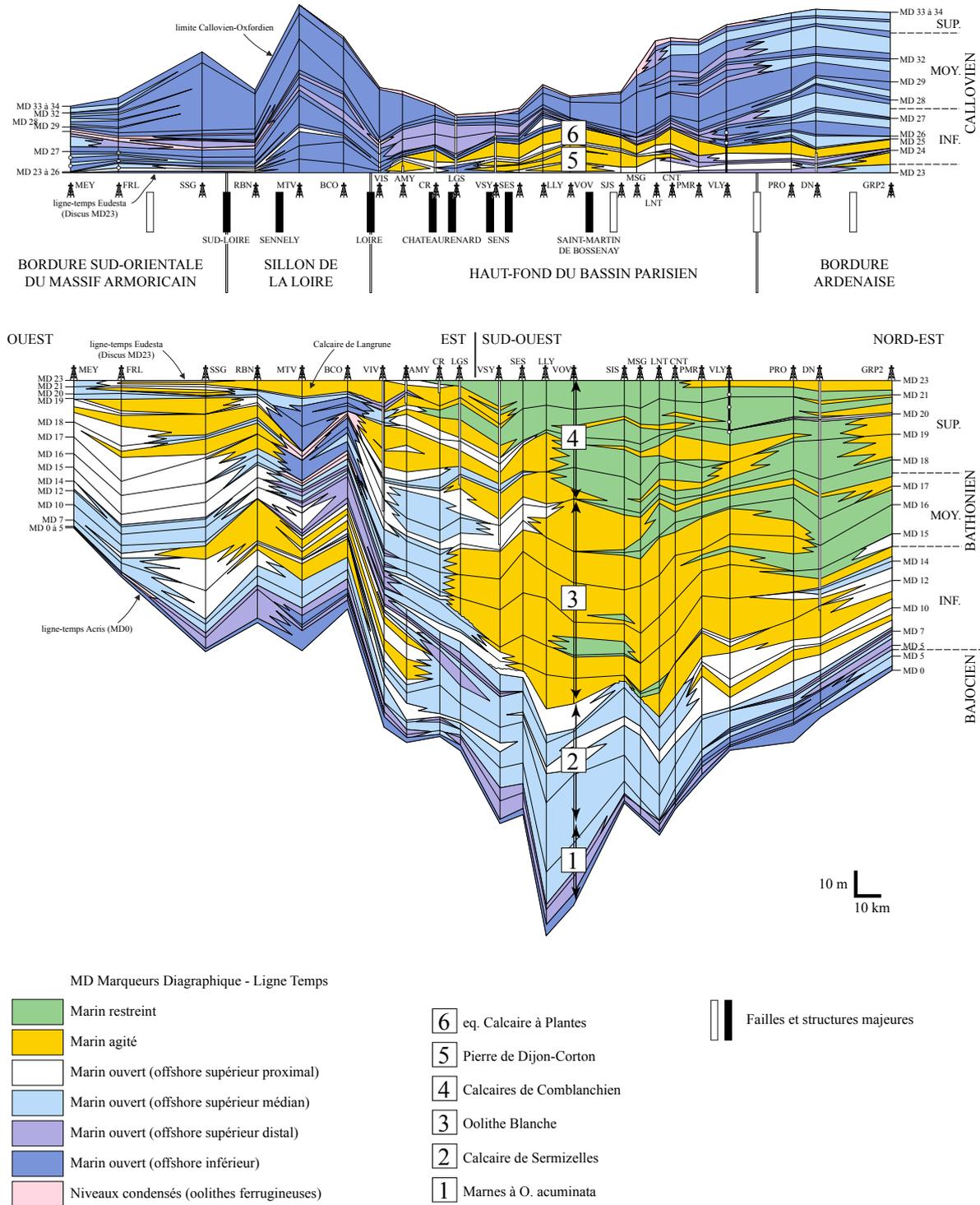


FIGURE 2.3 – Transect du bassin de Paris (Bajocien terminal-limite Callovien / Oxfordien) de haute résolution, des Ardennes à la bordure orientale du Massif Armoricain, habillé en environnements de dépôt. Modifié d'après Gaumet (1997).

Dans cette formation, les allochems sont majoritairement représentés par des oolithes, et en proportion plus ou moins grande, par des bioclastes (échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires et foraminifères). Les oolithes sont des éléments sphériques de taille comprise entre 0,5 et 2 mm et deux structures se distinguent au sein des grains : (1) un centre ou "nucléus", formé par un débris tel qu'un bioclaste et (2) une enveloppe périphérique ou "cortex" qui recouvre le nucléus de manière concentrique lorsque celui-ci est roulé sur le fond marin par l'action des vagues (Fig. 2.4). Cette enveloppe peut présenter différents niveaux de préservation selon l'intensité de la diagenèse au cours de l'enfouissement. Les oolithes observées dans cette formation présentent des laminations corticales qui régularisent la morphologie initiale du nucléus, elles entrent donc dans la catégorie  $\alpha$  des oolithes dont le cortex est à lamination concentriques selon la classification de Purser (1983). Elles sont caractéristiques d'un milieu marin agité.

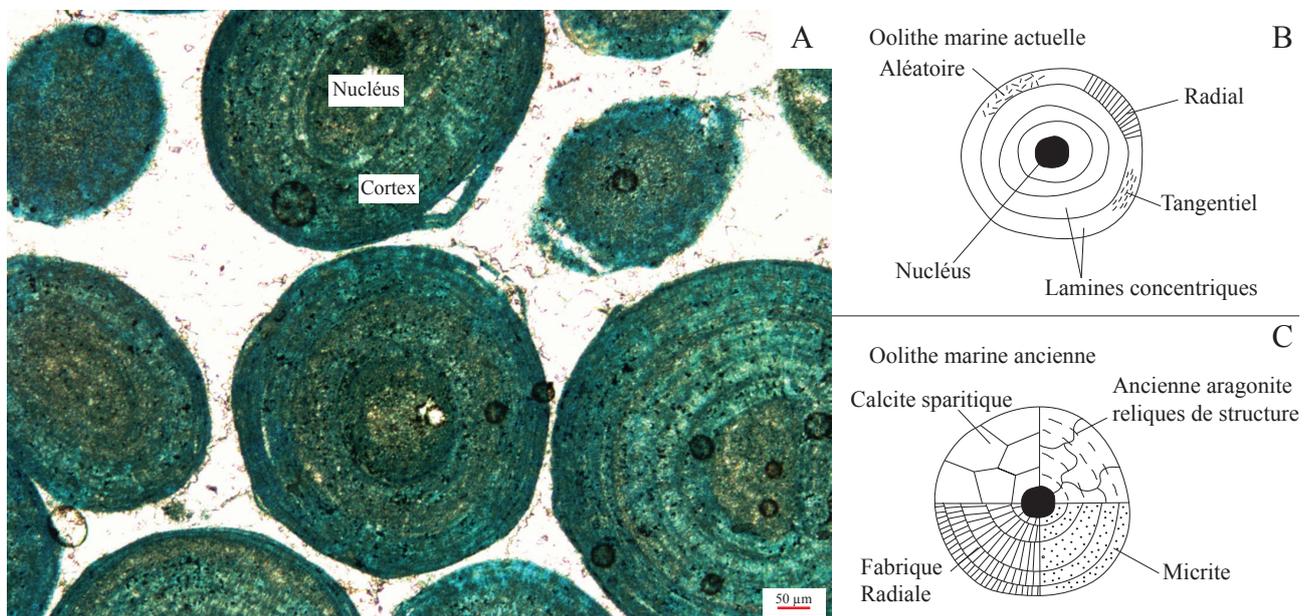


FIGURE 2.4 – (A) Oolithes observées à fort grossissement montrant la double structure nucléus (au centre) / cortex (en périphérie). On remarque la microporosité intragranulaire mise en évidence par la coloration au bleu de méthylène et principalement localisé dans le cortex oolithique. (B) et (C) Microstructures généralement rencontrées dans les oolithes actuelles et anciennes (Tucker et al., 1990).

Plusieurs auteurs e.g. (Shearman et al., 1970) ont montré que la formation des oolithes est partiellement due à l'activité algale, induisant la présence de matière organique dans le cortex et participant à la structuration des laminations. Bien que la formation du cortex soit toujours discutée (Pacton et al., 2012), des études récentes dans la région des Bahamas (Duguid et al., 2010) suggèrent que la présence de microorganismes n'est pas nécessaire. La dégradation de la matière organique contenue dans le cortex oolithique pourrait être à l'origine de la microporosité typiquement rencontrée dans les oolithes (Harris, 1979 ; Purser, 1983). De ce fait, la question de l'origine de la microporosité intragranulaire (Fig. 2.4) est toujours discutée en regard de la participation ou non d'organismes à la création du cortex.

Du point de vue paléoenvironnemental, la Formation de l'Oolithe Blanche s'est déposée dans un milieu marin agité (shoreface), chaud et peu profond (toujours immergé – en effet, dans cette étude, aucun indice vadose n'a été observé –, avec une paléoprosfondeur maximale estimée à 20 mètres) en formant des barrières oolithiques. Ces barrières ont protégé plusieurs domaines lagunaires à sédimentation plus fine recevant des dépôts grossiers de destruction des barres par les tempêtes, observés sur des sites plus proximaux (Garcia et al., 1996). Durant tout le Bathonien, ces dépôts oolithiques sont néanmoins hétérogènes d'un point de vue sédimentologique et des variations latérales et horizontales de faciès existent sur de courtes distances (Badinier et al., 2007).

En intégrant les observations de terrain avec les modèles sédimentologiques décrits dans des systèmes analogues récents tels que les Bahamas (Harris, 1979 ; Harris et al., 1979 ; Reijmer et al., 2012 ; Reeder & Rankey, 2008, 2009 ; Rankey & Reeder, 2010, 2011), un modèle sédimentologique simplifié a pu être proposé pour la formation considérée (Fig. 2.5). Trois *sous-faciès* sédimentaires ont été définis au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche. Dans ce travail le terme de faciès se rapporte au faciès général de la formation (i.e. faciès oolithique) tandis que le terme *sous-faciès* est retenu pour caractériser les subdivisions observées.

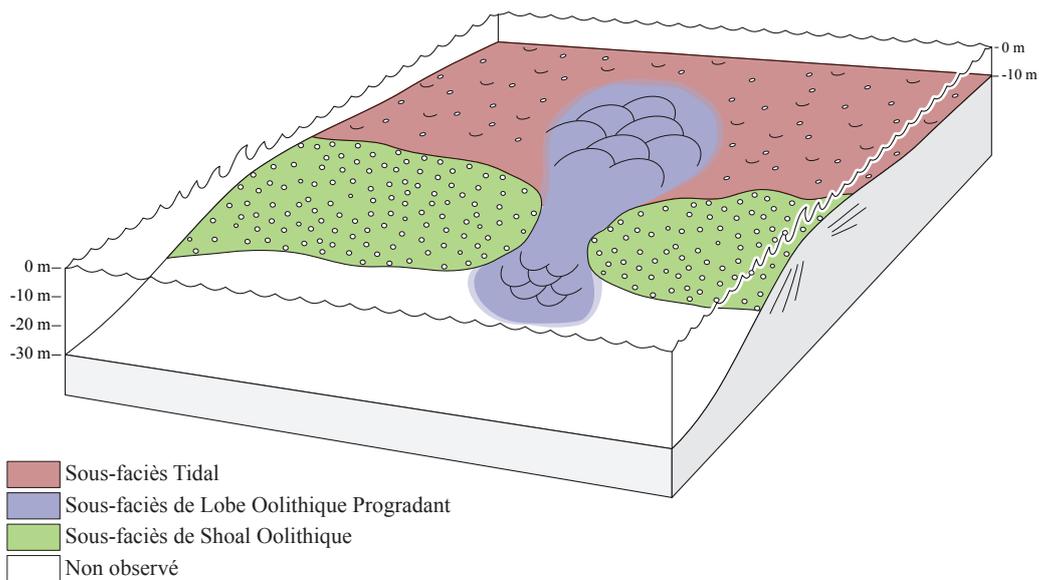


FIGURE 2.5 – Modèle sédimentologique de la Formation de l'Oolithe Blanche montrant la répartition des trois sous-faciès reconnus dans les carrières de Bourgogne (Makhloufi et al., 2013) (localisation Fig. 2.1).

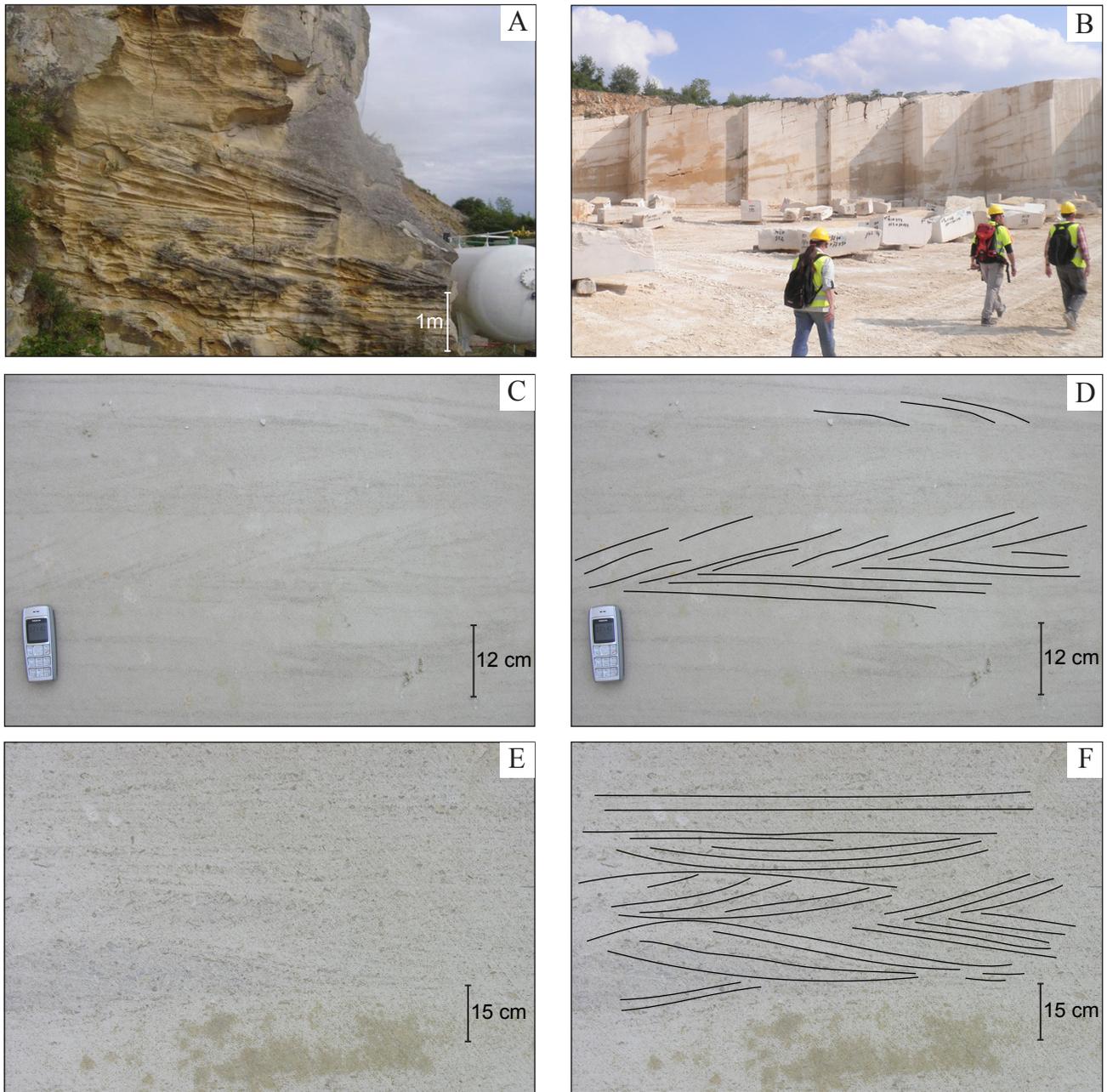


FIGURE 2.6 – Exemples de structures sédimentaires observées dans les carrières de Bourgogne. (A) Mégarides et litages plans de haute énergie, sous-faciès de shoal oolithique, carrière de Ravières. (B) Grandes structures composées d'un empilement de clinofformes progradants. On remarque la morphologie en lobe quand la surface des structures est observable, sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant, carrière de Massangis. (C) Rides sigmoïdes, stratifications en arrêtes de poissons ou *herring-bones* et laminations planes, sous-faciès Tidal, carrière de Massangis. (D) Schéma des structures sédimentaires observée en C. (E) Stratification en arrêtes de poisson, sous-faciès Tidal, carrière de Massangis. (F) Schéma des structures sédimentaires observée en E.

Le sous-faciès de **Shoal Oolithique** est composé d'un grainstone blanc bien trié dans lequel les oolithes représentent entre les deux-tiers et la totalité des allochems. Les allochems restants sont représentés par des pellets ainsi que des bioclastes variés (principalement des échinodermes, des bivalves, des foraminifères benthiques, des brachiopodes ainsi que des coraux). Ce grainstone peut parfois ne présenter aucune structure sédimentaire. Cependant des rides de courants 2D ou 3D et des mégarides sont souvent observées ainsi que des laminations planes horizontales plus grossières. Ces structures sédimentaires indiquent un environnement de dépôt peu profond, de forte énergie dans le *shoreface*, sujet à des courants uni-directionnels (Fig. 2.5, 2.6 A et 2.7 A).

Le sous-faciès de **Lobe Oolithique Progradant** est composé d'un grainstone blanc à orange et rarement d'un packstone, moyennement à mal trié, dans lequel les oolithes sont relativement abondantes (60%). Les bioclastes sont représentés par des échinodermes, des bivalves, des brachiopodes ainsi que des foraminifères benthiques. Une matrice micritique est rarement observée dans les échantillons et n'est pas représentative de la texture principale. En carrières, on observe de puissantes structures multi-décamétriques composées de l'empilement de cliniformes progradants. Lorsque la surface de ces bancs est visible, des morphologies de lobe sont observées. À l'intérieur des bancs, des stratifications entrecroisées, des rides de courants 3D ainsi que des rides sigmoïdes sont présentes. Ces observations indiquent un environnement peu profond de *shoreface*, agité, avec des courants plus ou moins forts. La présence de rides sigmoïdes indique une influence des courants de marée. Ces larges structures sédimentaires sont interprétés comme étant l'empilement horizontal et vertical de lobes de flot (*Flood lobes*) en prolongement des chenaux de marée en position interne par rapport aux shoals oolithiques (Fig. 2.6 B et Fig. 2.7 B).

Le sous-faciès d'environnement dominé par les marées ou nommé **sous-faciès "Tidal"** dans cette étude est composé d'un grainstone blanc généralement bien trié. Les allochems sont principalement représentés par des oolithes (70%) ainsi que par des pellets et des bioclastes (échinodermes, bivalves, foraminifères benthiques et brachiopodes). Les structures sédimentaires observées sont des stratifications entrecroisées, des rides et mégarides 3D (parfois 2D), des rides sigmoïdes, des structures en arrêtes de poissons ainsi que des lamines planes de haute énergie. La texture ainsi que les structures sédimentaires sont typiques d'un environnement peu profond, de haute énergie, dominé par les courants de marées dans le *shoreface* (Fig. 2.6 C, D, E et F et 2.7 C),

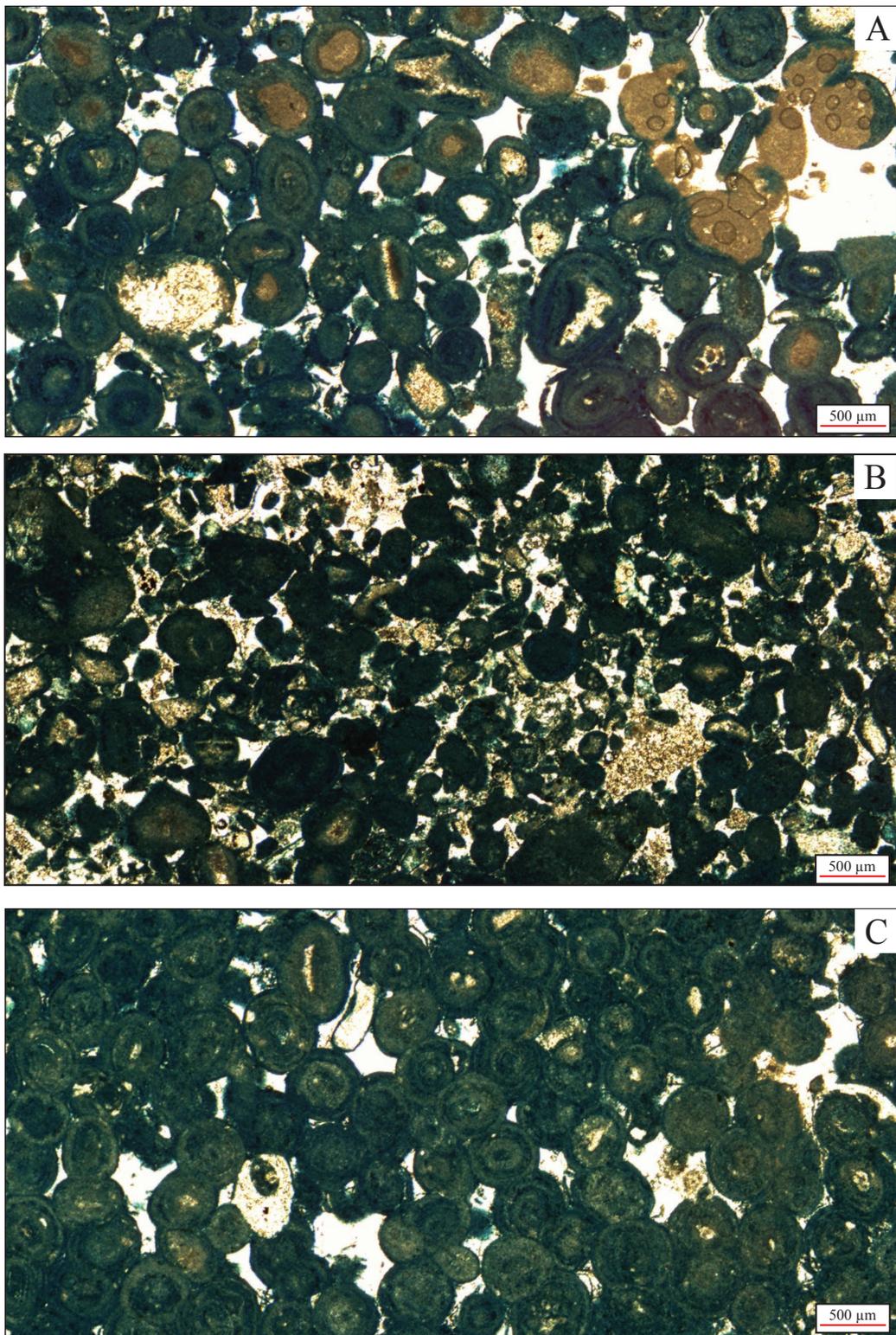


FIGURE 2.7 – Observations au microscope optique des trois sous-faciès sédimentologiques reconnus dans la Formation de l'Oolithe Blanche dans les carrières de Bourgogne. Toutes les textures reconnues sont des grainstones à cimentation sparitique (position interparticulaire, en blanc sur les clichés). (A) Sous-faciès de **Shoal Oolithique** présentant une très faible proportion de bioclastes et une granulométrie homogène. Les oolithes sont sphériques à sub-sphériques et présentent une forte microporosité ainsi qu'une forte imbrication (échantillon By15). (B) Sous-faciès de **Lobe Oolithique Progradant** présentant une très forte hétérogénéité en terme de type et de taille de grains. La proportion de bioclastes y est plus élevée que dans les autres sous-faciès (échantillon By12). (C) Sous-faciès **Tidal** présentant une faible quantité de bioclastes et des morphologies de grain relativement variées (échantillon By20)

## 2.3 Les secteurs d'étude du bassin de Paris

Dans le cadre de cette étude des échantillons ont été sélectionnés sur huit sites, aussi bien en surface (trois) qu'en sub-surface (cinq), afin d'appréhender les caractéristiques de la formation selon un transect SE-NW (Fig. 2.8 et Tableau 2.1).

Notre projet a débuté par l'observation d'échantillons provenant des carrières Bourguignonnes de Massangis, Ravières et Bierry-les-Belles-Fontaines (Fig. 2.8, sites 1, 2 et 3), qui avaient été en partie étudiées dans un travail antérieur (Casteleyn et al., 2010) afin d'en définir les caractéristiques sédimentaires et pétrophysiques. Nous avons ensuite eu accès à la carotte de l'ancien puits pétrolier de Saint-Martin de Bossenay, *SMB-1* (Fig. 2.8, site 4) ainsi qu'aux cuttings du puits géothermique de Sucy-en-Brie *GSUC3* (Fig. 2.8, site 5).

Enfin le BRGM a mis à notre disposition une base de donnée comportant 2814 logs de fin de sondage de puits d'exploration réalisés dans le bassin de Paris depuis les années 1950. Notre premier travail fut de dépouiller cette base de données en ne sélectionnant que les puits ayant au moins atteint les formations du Jurassique moyen et offrant un nombre de carottes suffisant pour pouvoir y prélever assez de plugs pour les lames minces et les études pétrophysiques. Suite à ce dépouillement, 40 puits ont été pré-sélectionnés. Pour chaque puits nous avons alors réunis les logs synthétiques et diagraphiques et les rapports de fin de sondage. Du fait de la nature confidentielle de cette base de données, nous ne pouvons présenter ici une synthèse de cette étude. En prenant en compte toutes les données disponibles pour les 40 puits pré-sélectionnés, nous avons retenu ceux présentant des caractéristiques dont la compréhension était essentielle à notre étude. La collaboration avec le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) nous a par ailleurs permis d'avoir accès à trois forages carottés (TOTAL, Boussens) que nous avons pu échantillonner : Mailly-le-Camp (*MA-1* Fig. 2.8, site 6), Saint Brice (*SB-101* Fig. 2.8, site 7) et Banthelu (*BA-1* Fig. 2.8, site 8).

Département	Localité	Types de site	Type d'échantillons	Echantillons	Lames minces	
1	Bierry-Les-Belles-Fontaines	Carrières	Blocs	86	34	
2	Yonne			Massangis	80	16
3				Ravières	77	41
4	Aube	Puits	Fragments de carottes	45	30	
5			Mailly-Le-Camp	Plugs	43	43
6	Seine-et-Marne		Saint-Brice	Plugs	27	27
7	Val-de-Marne	Puits	Cuttings	13	10	
8	Val-d'Oise		Banthelu	Plugs	41	41
Total				412	242	

Tableau 2.1 – Sites d'étude et échantillons.

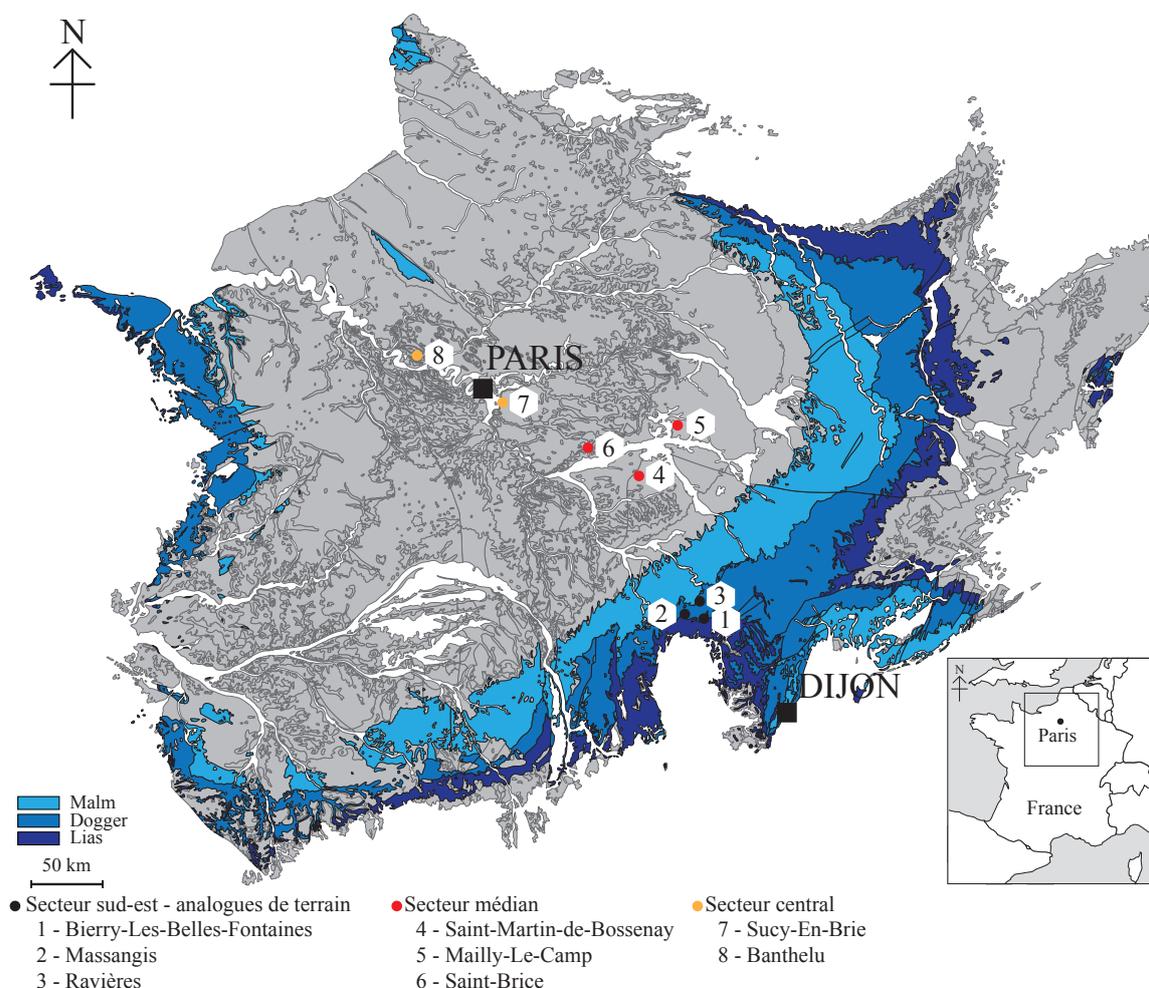


FIGURE 2.8 – Localisation des sites d'étude sur la carte géologique simplifiée du bassin de Paris.

### 2.3.1 Le secteur sud-est

Les trois carrières de Ravières (N 4743'34.92" E 414'21.36"), Massangis (N 4737'19.22" E 357'22.49") et Bierry-les-Belles-Fontaines (N 4736'42.96" E 410'48.78") ont fait l'objet de deux campagnes d'échantillonnage. Durant les deux campagnes, la stratégie d'échantillonnage a été similaire, nous avons d'abord prélevé des blocs orientés, appelés ci-après *stations d'échantillonnages*, de taille suffisante pour y prélever plusieurs plugs de différentes tailles et dans différentes directions (Fig. 2.9). Avant la récupération des blocs sur les fronts de taille, nous avons repéré leur orientation par rapport au Nord et nous avons caractérisé le plan de sédimentation quand celui-ci était visible. Dans ces blocs nous avons prélevé 73 échantillons (pour les lames minces et les mesures pétrophysiques) dont 15 dans le sous-faciès de *Lobe Oolithique Progradant*, 25 dans le sous-faciès de *Shoal Oolithique* et enfin 33 dans le sous-faciès *Tidal*. Ces trois carrières représentent l'extrémité SE de notre transect. Leur étude nous sert de fondation pour la création d'un modèle d'analogie de terrain transposable aux données de sub-surface pour la Formation de l'Oolithe Blanche.

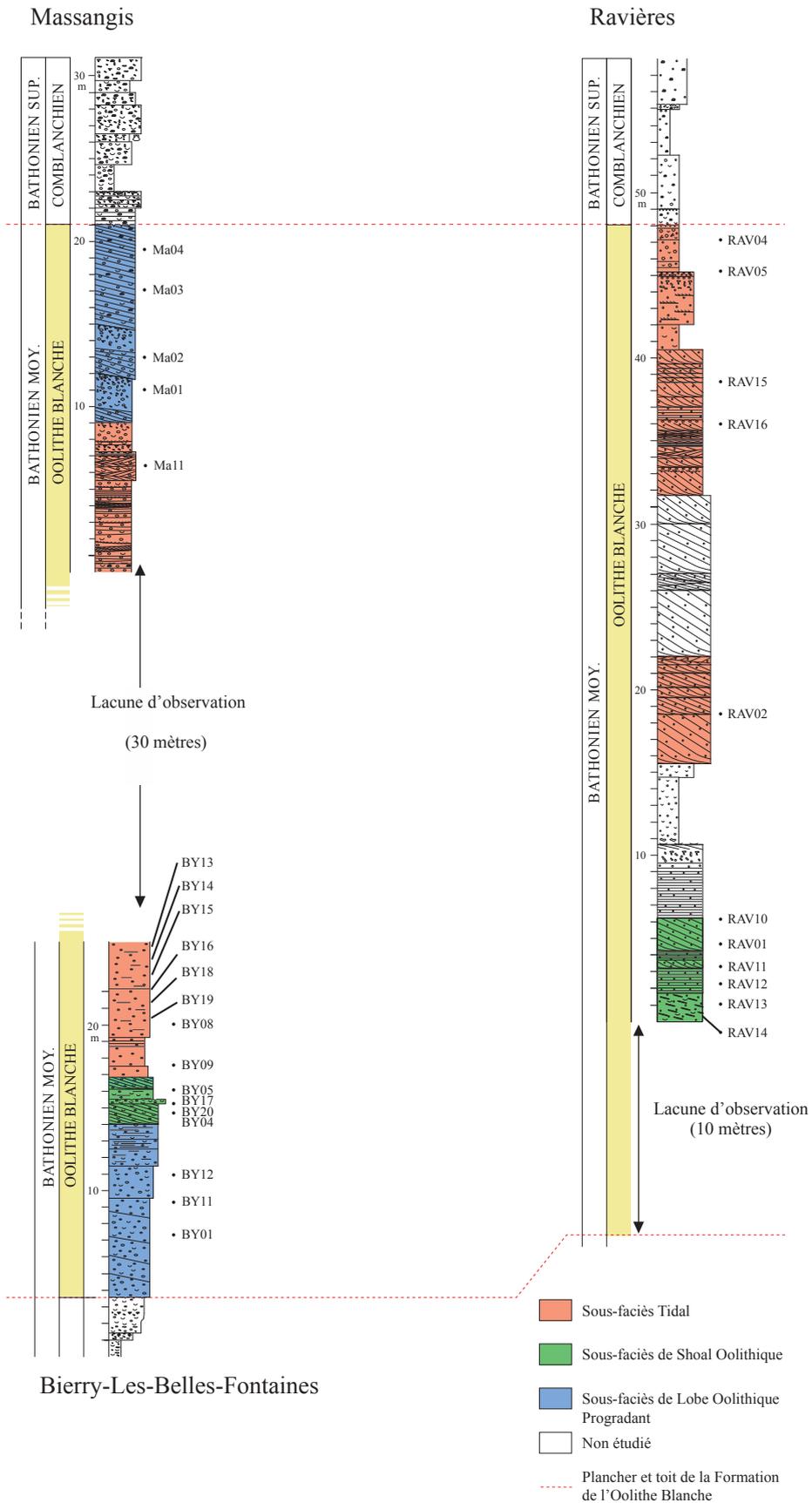


FIGURE 2.9 – Stratigraphie et logs des trois sites d'étude dans les carrières de Bourgogne avec la position des stations d'échantillonnage.

## 2.3.2 Le secteur médian

### Saint-Martin-de-Bossenay (SMB-1)

Le forage de Saint-Martin-de-Bossenay a atteint une profondeur de 2396,8 m. Son objectif principal était la reconnaissance du Crétacé inférieur et du Jurassique. Parmi les buts du forage, le Dogger était un des objectifs principaux car connu à l'époque pour ses niveaux oolithiques parfois mal cimentés. Les forages SMB ont été implantés 15 km au sud-est de Nogent-sur-Seine (Aube) et 10,5 km au sud-sud-ouest de Romilly-sur-Seine (Aube), sur une anomalie structurale découverte et précisée par la sismique réflexion. Cette anomalie d'allure anticlinale présente un allongement nord-sud et une fermeture maximale vers l'ouest (anomalie dissymétrique). Le point d'implantation du forage de SMB-1 se situe légèrement à l'ouest du sommet de la structure. Le Dogger traversé par le forage représente une épaisseur de 395 m et les formations ci-dessous ont été recoupées (Tableau 2.2).

Formation	Profondeurs (m)	Age	Descriptions
Calcaire d'Etrochey (Dalle Nacrée)	1370 - 1391	Callovien Inf.	Calcaire généralement oobioclastique avec une bonne porosité, avec une épaisseur de 20 à 30 mètres, principal réservoir à hydrocarbures
Calcaire de Chatillon (Calcaire de Comblanchien)	1391 – 1433	Bathonien (supérieur ?)	Calcaire fin à oncolithes et/ou oolithes, intercalé avec des niveaux de calcaire dolomitique et de dolomie vacuolaire contenant des hydrocarbures.
<b>Oolithe Blanche</b>	<b>1433 – 1553</b>	<b>Bathonien (moyen ?)</b>	<b>Calcaire oolithique gris beige à gris blanchâtre crayeux montrant une bonne porosité sur le log électrique.</b>
Calcaire "Bajocien"	1553 – 1765	Bajocien et Bathonien inf.	Formation calcaréo-argileuse très compact comprenant un intervalle argileux intercalé. Riche en pyrite microcristalline parfois concentrée en nodules, en particules de lignite et en paillettes de mica vers la

Tableau 2.2 – Tableau de synthèse des formations du Dogger rencontrées dans le forage SMB-1. Age des formations d'après [Gaumet \(1997\)](#).

Le rapport de fin de sondage fait état d'une porosité comprise entre 10 et 12 % pour les Formations du Calcaire d'Etrochey et du Calcaire de Comblanchien, considérées comme réservoirs principaux. La porosité moyenne mesurée pour la Formation de l'Oolithe Blanche est comprise entre 16 et 18 %. Trois essais de puits ont été réalisés dans ces formations. Un premier essai entre 1371,4 et 1385 m a montré un débit de 3650 l en 1h30 d'un mélange de boue émulsionnée (515 l) et d'huile anhydre. Le second essai réalisé entre les profondeurs 1385,1 et 1411,4 m a montré un débit de 5754 l en 17 minutes de boue à 50 % d'huile (630 l) et d'huile anhydre. Enfin, le dernier essai réalisé entre 1409,7 et 1444,4 m a montré un débit de 2200 l en 1h de boue (200 l), d'un mélange boue, huile et eau (200 l) et d'huile anhydre (Fig. 2.10).

Ont été mis à notre disposition, 45 fragments de carottes prélevées sur l'ensemble de la Formation de l'Oolithe Blanche à partir desquels nous avons confectionné 30 lames minces. Du fait de la taille de ces fragments nous n'avons pas pu réaliser de plugs de manière similaire à ce qui a été

fait pour les carrières de Bourgogne. De ce fait, un certain nombre de paramètres pétrophysiques ne nous sont pas accessibles. Seuls les données de porosité et de perméabilité étaient disponibles pour nos échantillons. Pour palier ce manque, nous avons utilisé les données de diagraphie de puits, de bonne qualité et exploitables.

### Le puits de Mailly-Le-Camp (MA-1)

Ce puits d'exploration légèrement excentré par rapport à notre transect a été sélectionné en raison de sa proximité avec le puits de Saint-Martin de Bossenay, l'intérêt étant d'une part de mettre en évidence les effets éventuels de la faille de Saint-Martin de Bossenay sur les propriétés réservoirs de la formation mais également de contrôler l'extension des propriétés pétrophysiques à l'aide de deux puits relativement proches. Le Dogger traversé par le forage représente une épaisseur de 301 m (Tableau 2.3).

Contrairement à la description du rapport de fin de sondage, l'étude de la carotte a permis de positionner la base de la Formation du Calcaire de Comblanchien à 1350 m (contre 1302 m auparavant). La Formation de l'Oolithe Blanche présente donc une épaisseur de 63 m. Les premiers niveaux de la formation présentent un calcaire fin, oobioclastique. De 1405 m à 1360 m, on note une succession de calcaire oolithique à bioclastes et sans bioclastes avec la présence de rides de courants. Dès 1350 m, on rencontre les premières occurrences d'oncolithes dans un calcaire plus grossier et souvent peu bioclastique. A partir de 1327 m, un faciès typique de la Formation du Calcaire de Comblanchien est observé avec des textures allant de packstones à mudstones/wackestones et un calcaire oncolithique fortement stylolithisé (Fig. 2.11).

Formation	Profondeurs (m)	Age	Descriptions
Calcaire de Comblanchien	1276 - 1350	Bathonien (supérieur ?)	Calcaire beige pseudo-oolithique, parfois pisolithique à joints stylolithiques argilo-bitumineux. Présence de pseudo-oolithes noires.
<b>Oolithe Blanche</b>	<b>1350 - 1413</b>	<b>Bathonien (moyen ?)</b>	<b>Calcaire finement oolithique, gris beige, parfois spathique, avec joints stylolithiques argilo-bitumineux.</b>
	1452 - 1506	Bathonien (inférieur ?)	Marnes gris foncé, pyriteuses, parfois riches en entroques et en ostracées, avec nodules de calcaire et de mamo-calcaire.
	1506 - 1555	?	Calcaire compact noduleux légèrement gréseux avec des silex noirs.
	1555 - 1577	(Bajocien ?)	Marnes et argiles, alternant avec un calcaire gréseux gris à gris beige.

Tableau 2.3 – Tableau de synthèse des formations du Dogger rencontrées dans le puits de Mailly-le-Camp.

Le rapport de fin de sondage fait état d'une porosité comprise entre 16 et 24% et d'une perméabilité de l'ordre de 0,04 à 1,35 mD pour la Formation de l'Oolithe Blanche. Deux essais de puits concluants ont été fait dans la Formation du Calcaire de Comblanchien. Entre 1296,95 et 1308,6 m le test a montré une venue de 340 l d'eau boueuse en 3h avec une salinité de 1 g/l, des traces d'huile et de gaz. Entre 1306,25 et 1317,6 m le test a montré une venue de 470 l d'eau boueuse en 2h50 avec une salinité de 2,8 g/l. Nous disposons pour ce puits de 43 échantillons

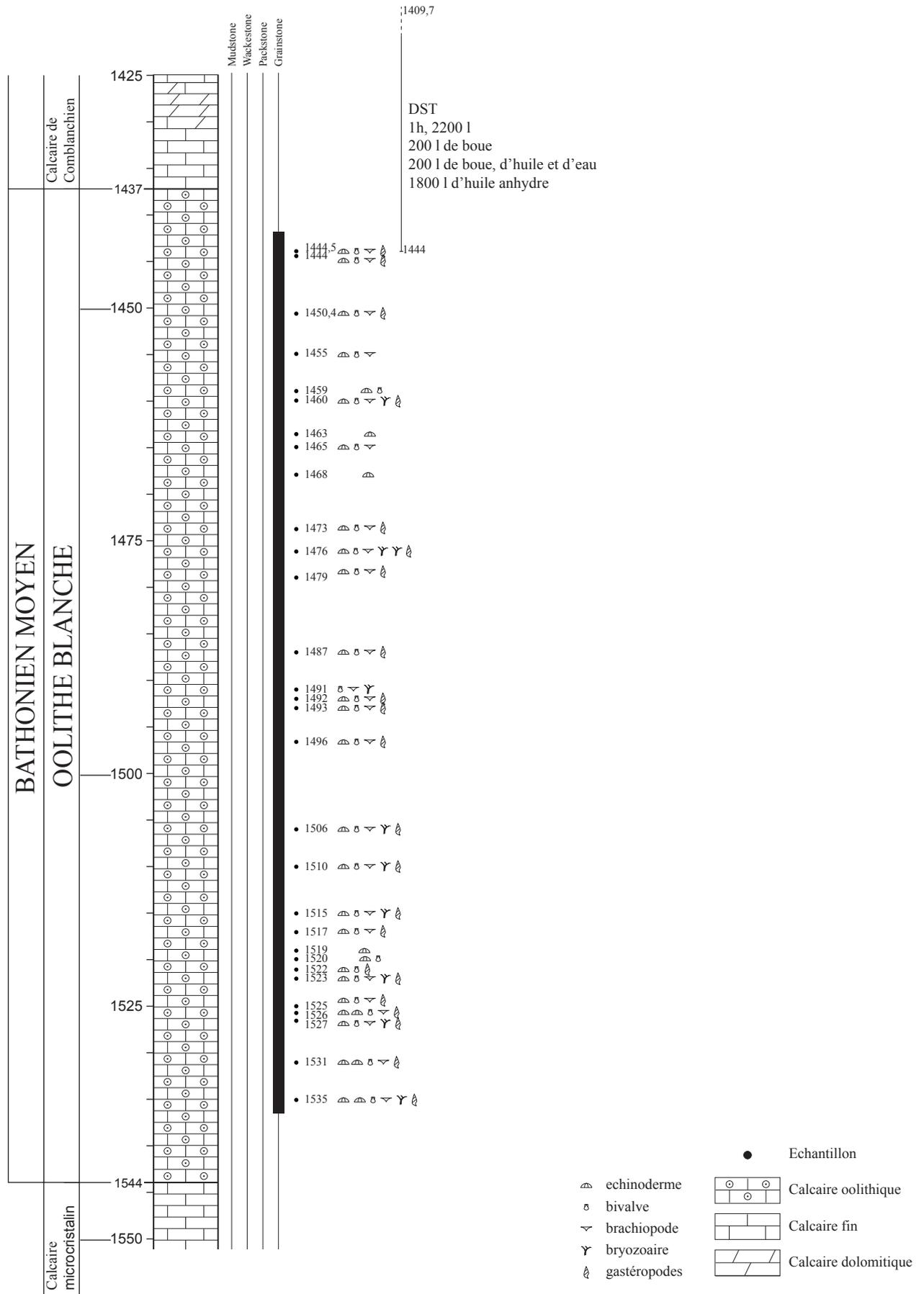


FIGURE 2.10 – Log du puits de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB-1). Stratigraphie, sédimentologie et position des échantillons.

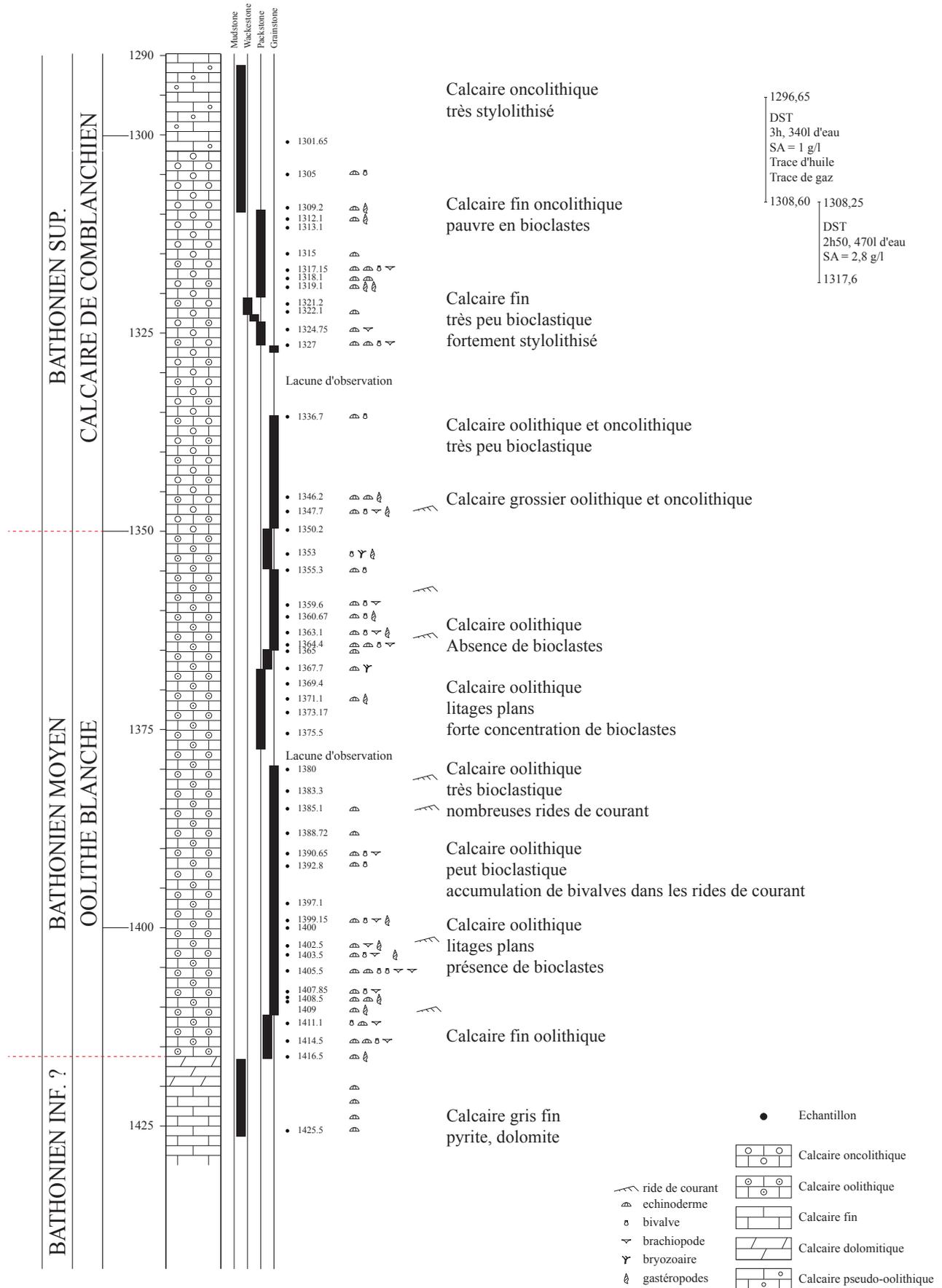


FIGURE 2.11 – Log du puits de Mailly-Le-Camp (MA-1). Stratigraphie, sédimentologie et position des échantillons.

forés directement dans la carotte et sur lesquels une étude pétrophysique complète a été menée ; 43 lames minces ont été également confectionnées.

### Le puits de Saint Brice (SB-101)

Le puits de Saint-Brice est directement dans l'alignement de notre transect et se situe en position intermédiaire entre les puits de Saint-Martin de Bossenay et de Sucy-en-Brie. La carotte disponible pour ce puits ne représente qu'un tiers de la carotte initiale. De ce fait les plugs réalisés dans ce forage ne sont pas de longueur suffisante pour une étude pétrophysique. Comme pour le puits de Saint-Martin de Bossenay, nous nous appuyerons sur les diagraphies de puits pour extrapoler les propriétés pétrophysiques lors de la comparaison des différents sites d'études. La Formation de l'Oolithe Blanche se trouve à une profondeur de 1940 mètres et a une épaisseur carottée de 50 mètres. Cette formation surmonte des calcaires microcristallins et à son toit sont reconnus les premiers dépôts caractéristiques du Calcaire de Comblanchien (Tableau 2.4). Des mesures de porosité et de perméabilité consignées dans le rapport de fin de sondage sont disponibles.

Le carottage n'étant pas continu, l'étude de ce puits débute à 1984 m (Fig. 2.12). La Formation de l'Oolithe Blanche présente des caractéristiques globalement homogènes sur l'intervalle étudié. On observe un calcaire oo-bioclastique avec un contenu variable en bioclastes et bien cimenté. Trois intervalles présentent un nombre important de rides de courants (1984 m, 1966 - 1964 m et 1943 - 1940 m) et de litages plans. Le faciès typique de la Formation du Calcaire de Comblanchien est reconnu dès 1940 m, en accord avec le rapport de fin de sondage.

Formation	Profondeurs (m)	Age	Descriptions
Calcaire de Comblanchien	1896,5 - 1940,5	Bathonien (supérieur ?)	Calcaire fin blanc/beige à oncolithes et joints stylolithiques
<b>Oolithe Blanche</b>	<b>1940,5 - 2069</b>	<b>Bathonien (moyen ?)</b>	<b>Calcaire finement oo-bioclastique, gris beige, présentant parfois des joints stylolithiques</b>
Calcaire cristallin	2069 - 2121	Bathonien (inférieur ?)	
Marnes à <i>O. acuminata</i>	2121 - 2129	Bajocien	

Tableau 2.4 – Tableau de synthèse des formations du Dogger rencontrées dans le puits de Saint-Brice.

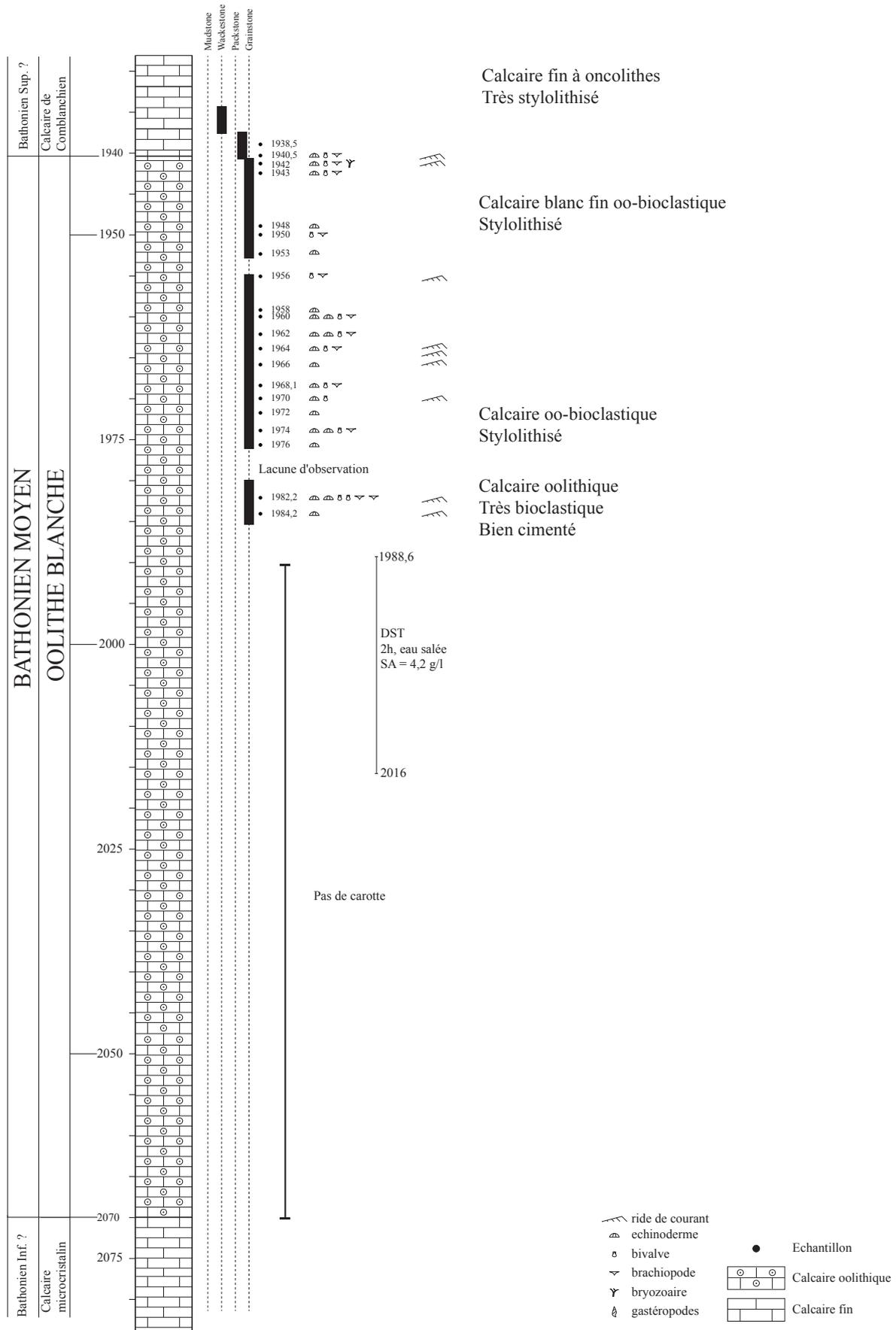


FIGURE 2.12 – Log du puits de Saint-Brice (SB-101). Stratigraphie, sédimentologie et position des échantillons.

Trois essais de puits ont été réalisés, deux dans la Formation du Calcaire de Comblanchien et un dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Le premier essai effectué entre 1886,5 et 1907,7 m n'a pas donné de venue de fluides en 2h d'ouverture. Le second essai réalisé entre 1890,5 et 1911,7 est lui aussi un test dit "sec" ayant duré 1h30. Enfin, l'essai dans la Formation de l'Oolithe Blanche, entre 1988,6 et 2016 m, fait état d'une venue d'eau salée à 4.2 g/l de salinité, sans spécifier de débit. Dans la Formation du Calcaire de Comblanchien la porosité mesurée sur carottes varie de 2 à 12,5 % et la perméabilité est quasi-nulle (deux valeurs à 0,5 et 0,4 mD sur 150 mesures). Dans la Formation de l'Oolithe Blanche, la porosité varie de 3,5 à 13,6 % et la perméabilité est quasi-nulle (1 mesure à 0,5 mD pour 80 mesures sur plugs). Nous avons réalisé pour ce puits 27 lames minces.

### 2.3.3 Le secteur central

#### Le puits de Sucy-en-Brie (GSUC3)

Les échantillons issus du puits de Sucy-en-Brie, actuellement exploité en géothermie, se démarquent des autres échantillons dont nous disposons. En effet pour ce puits nous n'avons eu accès qu'à des *cuttings*, c'est à dire des fragments de roches qui se détachent lors du forage et qui remontent avec la boue. Ces cuttings ont été récupérés à intervalle régulier lors du forage des deux doublets géothermiques et ont été nettoyés de toute trace de bentonite. Ils représentent au final plusieurs centaines de grammes de roche sous forme de micro-fragments dont la taille excède rarement les 5 mm. Nous disposons ainsi de 10 lames minces pour ce puits. Le forage de Sucy-en-Brie représente la partie centrale de notre transect et nous permet d'investiguer les propriétés de la Formation de l'Oolithe Blanche en plein cœur du secteur où la géothermie est activement exploitée. La formation est présente à 2000 mètres de profondeur, sur une épaisseur de 55 mètres.

La Figure 2.13 présente une courbe de la flowmétrie (débit) mesurée pendant l'implémentation du doublet et une courbe relative de la cimentation (Fig. 2.13, discutée p. 95). On note que les intervalles présentant les plus forts débits sont corrélables avec les intervalles les moins cimentés.

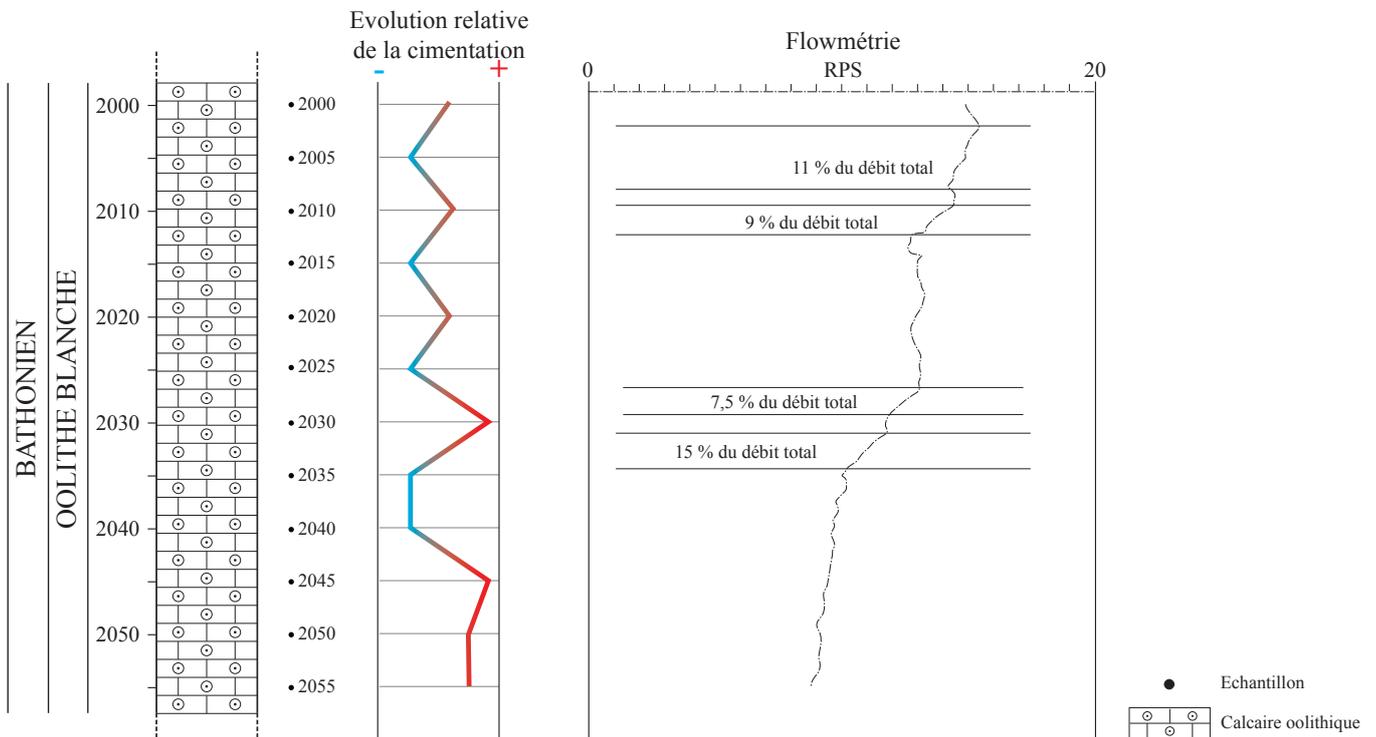


FIGURE 2.13 – Log du puits de Sucy-en-Brie (GSUC3). Stratigraphie et position des échantillons.

## Le puits de Banthelu (BA-1)

Le puits d'exploration de Banthelu représente l'extrémité Nord-Ouest de notre transect. Il se situe à la limite ouest du secteur géothermique. Le carottage n'a pas été continu sur ce puits mais nous avons pu étudier des portions de carotte pluridécimétriques prises tous les mètres. A partir de ces carottes nous avons prélevé 41 plugs sur lesquels une étude pétrophysique a été menée, en plus de la confection de 29 lames minces. Ce puits a été sélectionné du fait de son fort indice de productivité dénoté dans le rapport de fin de sondage. La Formation de l'Oolithe Blanche s'y retrouve à 1166 mètres de profondeur et sur une épaisseur carottée de 129 mètres, la base de la formation étant manquante. On remarque l'absence de la Formation du Calcaire de Comblanchien dans ce site (Tableau 2.5).

Formation	Profondeurs (m)	Age	Descriptions
	1042 - 1166	Callovo - Oxfordien	Marnes gris noir à passées finement sableuses
<b>Oolithe Blanche</b>	<b>1166 - 1302</b>	<b>Bathonien (moyen ?)</b>	<b>Calcaire oolithique</b>
	1302 - 1391	Bajocien	Calcaire cristallin gris, plus ou moins gréseux à silex.

Tableau 2.5 – Tableau de synthèse des formations du Dogger rencontrées dans le puits de Banthelu.

La base de la formation montre un calcaire oobioclastique blanc à gris blanc bien cimenté jusqu'à 1271 m. Entre 1271 m et 1220 m on observe une alternance d'intervalles décimétriques de calcaire blanc cimenté et de calcaire marneux gris. On note dans la partie supérieure de la carotte, de 1220 m à 1180 m un calcaire oo-bioclastique macroporeux, correspondant à l'intervalle producteur décrit dans le rapport de fin de sondage (Fig. 2.14).

Un essai de puits dans la Formation de l'Oolithe Blanche entre 1170 et 1202 m fait état d'une venue d'eau salée (18 g/l) avec un débit de 8450 l en 45 minutes. L'intervalle y est décrit comme étant un "excellent réservoir". La porosité mesurée sur carotte varie de 6,75 à 20 % et la perméabilité de 0,001 à 86 mD.

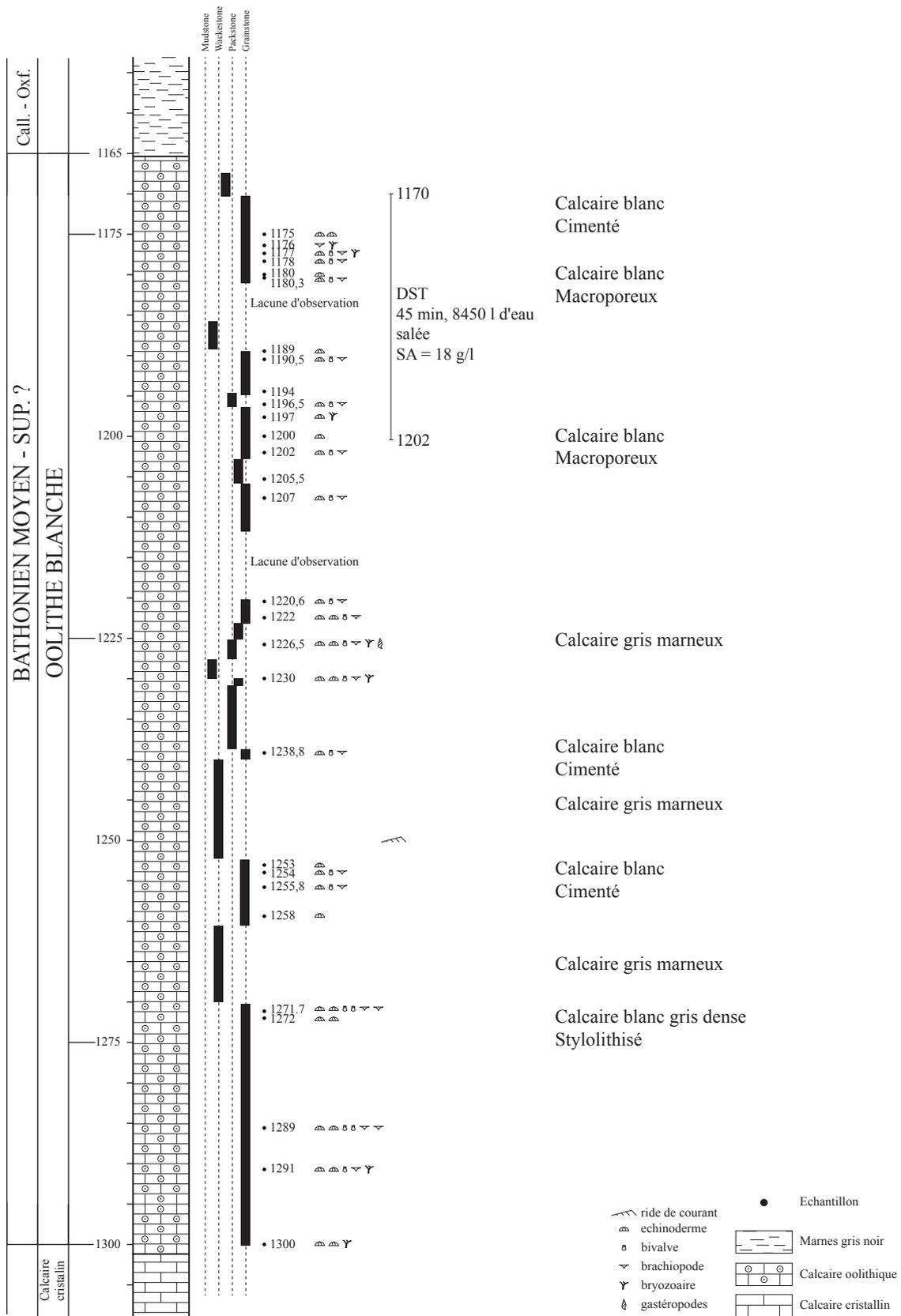
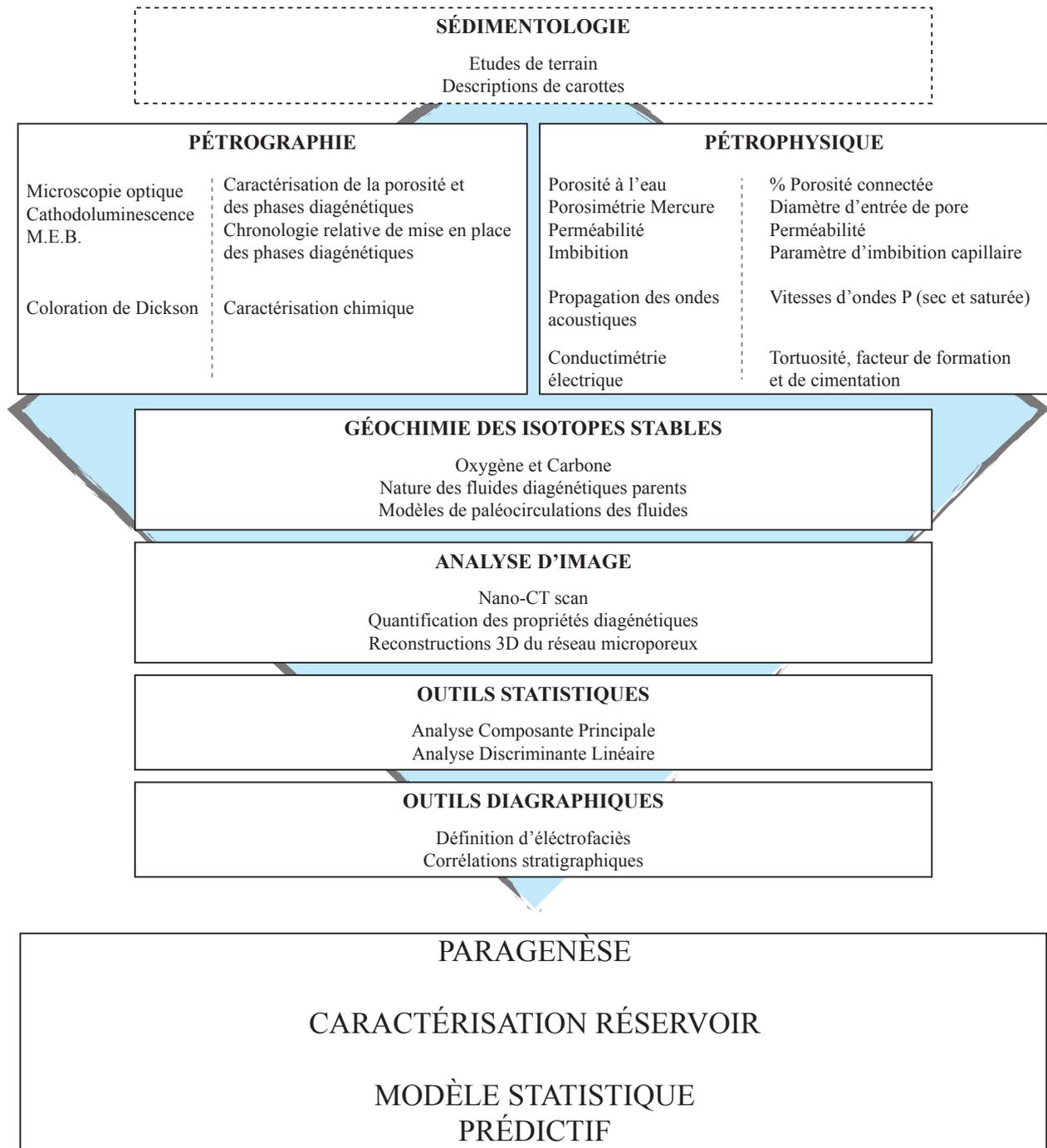


FIGURE 2.14 – Log du puits de Banthelu (BA-1). Stratigraphie, sédimentologie et position des échantillons.

# Méthodologie



Synthèse des méthodes analytiques utilisées et de leurs objectifs.

### 3.1 La préparation des échantillons

Dans les carrières de Bourgogne, pour chaque station d'échantillonnage (Fig. 3.1 A), trois plugs de 25 mm de diamètre par 80 mm de longueur ont été prélevés, un perpendiculairement à la stratification et deux autres parallèlement, de telle manière que nous disposions d'un plug dans chacune des trois directions perpendiculaires  $x$ ,  $y$  et  $z$  (Fig. 3.1 B et C). Ces plugs ont servi tout d'abord aux mesures des propriétés pétrophysiques puis dans un second temps à la confection de lames minces. A cela s'ajoute, pour chaque bloc, le prélèvement d'un plug de 40 mm de diamètre et de 55 mm de long, servant aux mesures du coefficient d'imbibition et de perméabilité.

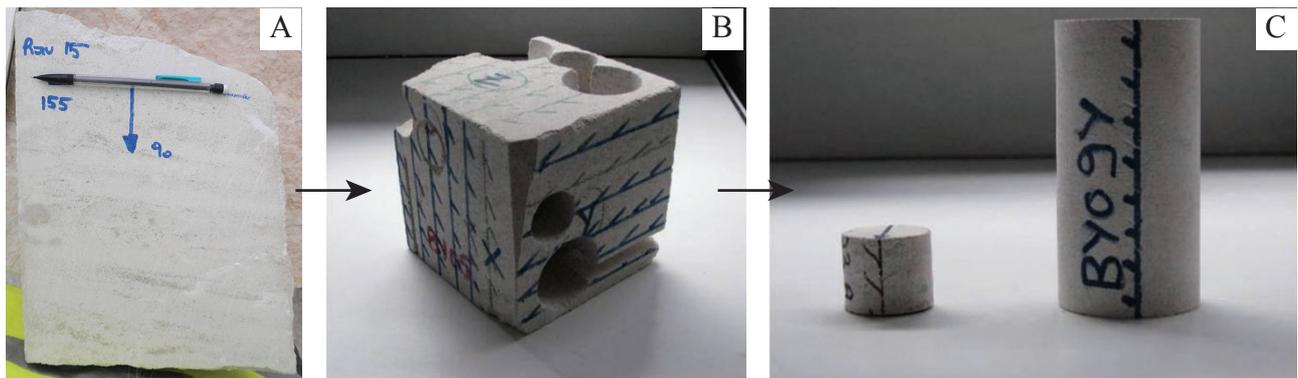


FIGURE 3.1 – Préparation des échantillons des carrières de Bourgogne. (A) Station d'échantillonnage prélevée sur site. (B) Bloc taillé de manière à obtenir des faces perpendiculaires, en respectant l'orientation de la stratification. Les lignes perpendiculaires sont des matrices de directions permettant l'analyse des anisotropies (non traités dans ce travail). (C) Plugs réalisés dans le bloc taillé. A gauche un plug de 20 mm de diamètre et à droite un plug de 40 mm de diamètre.

L'échantillonnage sur les carottes mises à notre disposition à la carothèque de TOTAL à Boussens (31) a suivi la même méthodologie. Pour le puits de Mailly-le-Camp (Fig. 3.2 A et B) nous avons réalisé un échantillonnage sous la forme de plugs de 25 mm de diamètre, verticalement et en priorité sur les fragments de carottes ayant déjà été prélevés lors des mesures réalisées pour le rapport de fin de sondage, afin d'assurer une bonne correspondance entre le rapport et les lames minces. Quand cela n'était pas possible, les plugs ont été prélevés sur le 2/3 de carotte, perpendiculairement à celle-ci. La même chose a été réalisée sur le puits de Banthelu avec des plugs de 55 mm de diamètre, verticalement dans les fragments de carottes. Pour les échantillons issus des puits de Saint-Brice, les plugs de 25 mm ont été directement réalisés dans le 1/3 de carotte, perpendiculairement à la verticale du puits (Fig. 3.2 C).

Les échantillons récoltés en carrières comme ceux sur carottes ont été préparés de manière classique dans le cas d'analyse de carbonates poreux : ils ont subi une étape d'inclusion à la résine bleue afin de pouvoir mettre en évidence la porosité connectée puis ont été montés en lame mince à une épaisseur de 30  $\mu\text{m}$ .

Un protocole particulier a dû être mis en place pour les *cuttings* récupérés sur le puits géothermique de Sucs-en-Brie (Fig. 3.3). Ils ont d'abord été tamisés afin de ne récupérer que la fraction supérieure à 1 mm. Certaines particules étrangères étaient encore présentes telles que : échardes

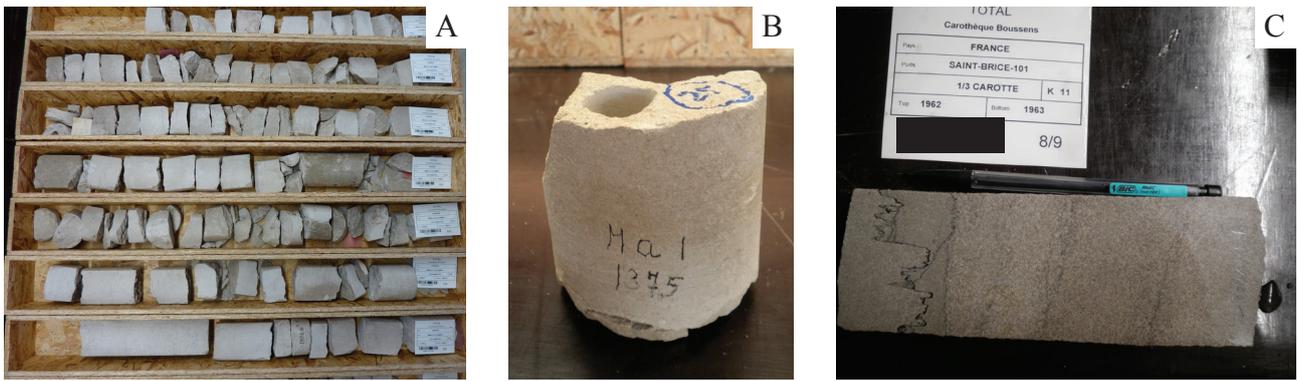


FIGURE 3.2 – (A) Carotte de Mailly-le-Camp 1 mise à disposition à la carothèque de TOTAL Boussens (31). (B) Fragment de carotte du puits de Mailly-le-Camp. On note l'espace laissé par le premier carottage. Le cercle bleu marque le carottage demandé pour notre échantillonnage. (C) Carotte de Saint-Brice. Seulement le 1/3 de carotte était disponible. Cadre noir : données confidentielles.

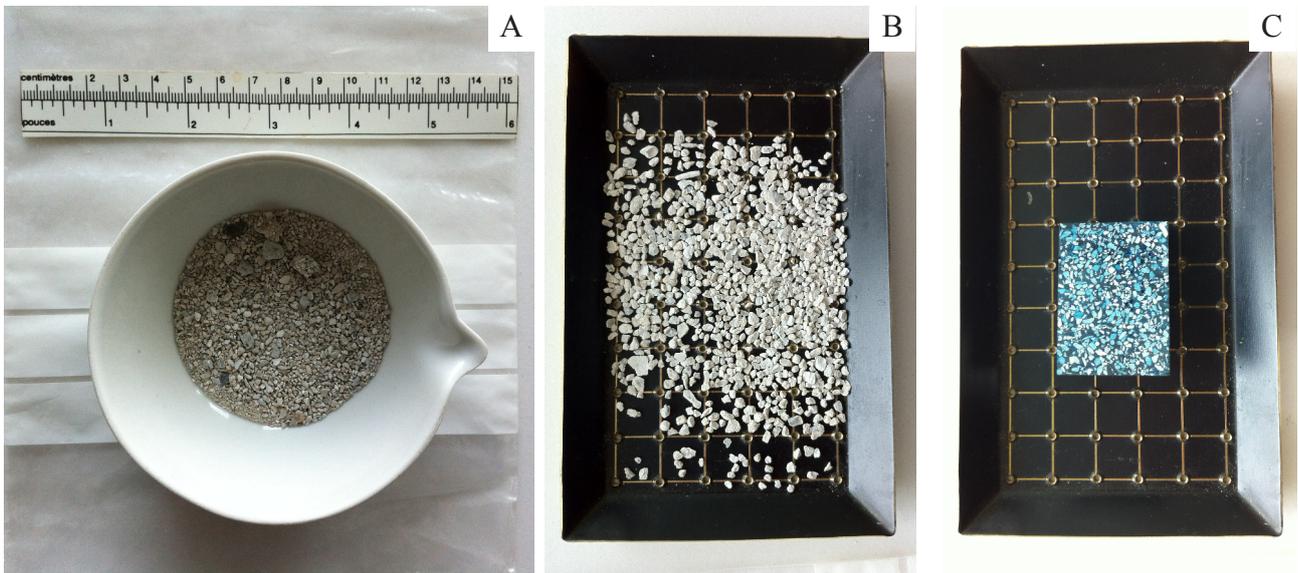


FIGURE 3.3 – (A) Cuttings du puits de Sucy-en-Brie. (B) Cuttings après triage, seule la fraction supérieur à 5 mm est conservée. (C) Cuttings inclus dans une résine pour la confection de lames minces.

de bois, débris métalliques et plastiques ou encore terre végétale. Un tamisage supplémentaire a donc été effectué afin de trier les particules et de ne conserver que les fragments lithiques. Pour réaliser une étude pétrographique, il a été nécessaire de monter les déblais sur lame mince. Pour ce faire, nous avons utilisé des moules en silicone dans lesquels a été préalablement déposée une première couche de résine d'inclusion (mélange Araldite + durcisseur). Les déblais ont ensuite été disposés sur cette couche, puis ont été inclus dans une résine colorée au bleu de méthylène, sous vide d'atmosphère, dans le but d'imprégner la porosité connectée. Le bloc, une fois démoulé, est ensuite monté sur une lame mince à une épaisseur finale de 30  $\mu\text{m}$ .

## 3.2 Analyse pétrographique et analyse d'image

### 3.2.1 L'étude en microscopie optique

En plus d'une observation des lames minces en microscopie optique classique, des colorations de Dickson (1966) et des observations en cathodoluminescence ont été effectuées.

La **coloration de surface** est réalisée à l'aide d'Alizarine (1,2-dihydroxyanthraquinone, ou *Rouge Mordant*) et de Ferricyanure de Potassium ( $K_3[Fe(CN)_6]$  ou *Rouge de Prusse*). L'utilisation de ce protocole mis en œuvre par Dickson (1966) permet d'étudier les ciments carbonatés, de différencier les phases diagénétiques et de déterminer la nature des fluides parents mis en jeu. Une solution d'acide chlorhydrique à 5% est préparée dans le but d'augmenter le taux d'aspérités à la surface de l'échantillon, assurant ainsi une meilleure pénétration des colorants. La solution colorante est préparée à partir d'un mélange de deux solutions de 1000 ml dans un rapport 3/2 : une solution contenant 1,2 g d'Alizarine et 30 ml d'acide molaire 1N et une solution contenant 8 g de Ferricyanure de Potassium et 20 ml d'acide molaire 1N. La solution est conservée en permanence à l'abri de la lumière et au réfrigérateur du fait de son instabilité. Pour cette raison, toutes les lames ont subi le protocole de coloration en même temps. Les lames sont d'abord plongées dans la solution d'acide chlorhydrique à 5% pendant 10 secondes, puis elles sont plongées dans la solution colorante pendant 45 secondes, enfin elles subissent un dernier bain dans la solution d'alizarine seule afin de renforcer la coloration. Entre chaque étape, les lames sont rincées à l'eau distillée pour enlever le surplus de colorant. L'observation se fait ensuite au microscope optique. L'interprétation de la coloration de surface est la suivante (Lindholm & Finkelman, 1972) :

- la calcite non ferreuse est uniquement colorée en rouge/rose,
- la calcite ferreuse (>2.5% de Fe) est colorée en violet-bleu,
- la dolomite non ferreuse n'est pas colorée,
- la dolomite ferreuse est colorée en bleu/vert.

La présence de fer rend compte de la capacité oxydo-réductrice du milieu lors de la formation des phases diagénétiques, ainsi un ciment ferreux sera le signe d'un environnement réducteur, alors que l'absence de fer rendra compte d'un milieu oxydant.

La **cathodoluminescence** permet de visualiser les étapes de croissance d'un minéral, ces étapes apparaissant sous la forme de juxtaposition de zones à luminescence différente. En effet, lorsqu'un minéral est soumis à un bombardement d'électron, il réagit en émettant une lumière dans le visible (Barbin & Schvoerer, 1997). Ce rayonnement est dû à la présence de défauts dans la structure du minéral mais aussi à la présence d'impuretés et est appelé « **effet cathodoluminescent** ». Les différentes couleurs observées en cathodoluminescence (du jaune au rouge en passant par l'orange) sont dues à la présence de  $Mn^{2+}$  dans le réseaux cristallin de la calcite. Les variations de luminosité sont principalement dues aux proportions d'éléments activateurs présents (de Rafélis et al., 2000 ; Chapoulie et al., 2005). Le spectre visible de cette lumière peut alors être observé en microscopie et capturé numériquement. Les différentes zones de lu-

minescence représentent un état physico-chimique du fluide diagénétique parent. Pour chaque zone on distingue trois paramètres : la couleur, l'intensité et la géométrie. Il est alors admis que deux zones ayant les mêmes caractéristiques sont issues du même fluide diagénétique. Toutes les observations en cathodoluminescence ont été faites sur les lames minces (avant coloration) non recouvertes et non métallisées, et dans les conditions suivantes : (1) tension de génération du flux électronique : 12 à 14 KV, (2) intensité du courant de faisceau : 250 à 300  $\mu\text{A}$ , (3) pression dans la chambre d'observation : 60 mT.

### 3.2.2 L'analyse d'image par JMicroVision

A partir des clichés obtenus en microscopie optique, plusieurs paramètres tels que le pourcentage d'éléments, classés selon leur nature (oolithes, échinodermes, pellets, bioclastes, autres), le pourcentage de cimentation, le pourcentage de surface imbriquée, la taille moyenne des grains et le type de granulométrie ont été quantifiés et qualifiés.

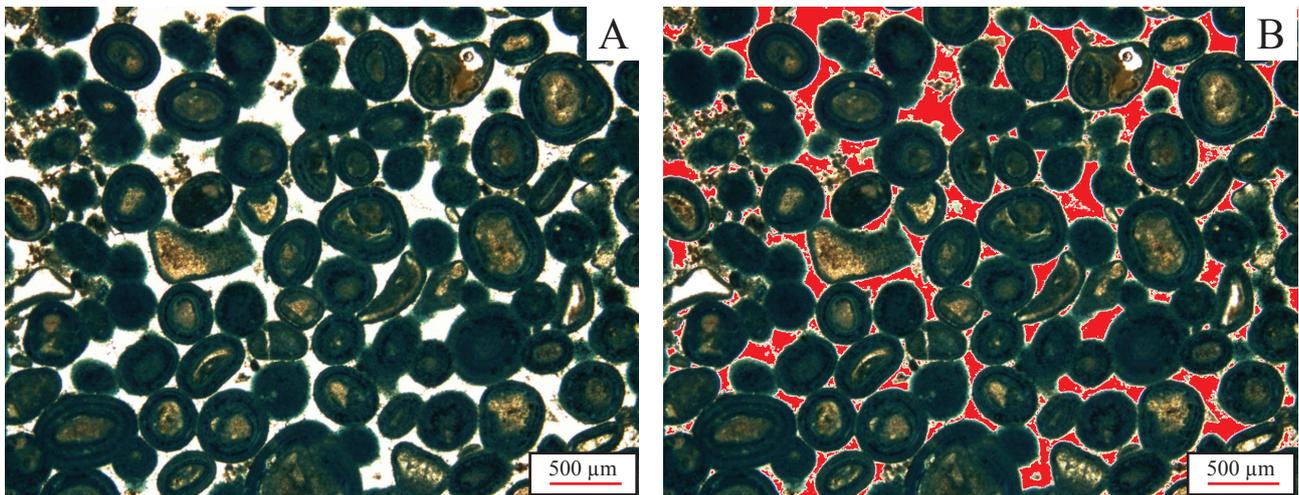


FIGURE 3.4 – Exemple de traitement dans JMicroVision, échantillon Ra15z. (A) Section d'une image utilisée, dimensions =  $1226 \times 958$  pixels. La section complète est de dimension  $5089 \times 958$  pixels (B) Cliché après seuillage, le pourcentage surfacique de ciment interparticulaire estimé est de 8,7% de l'image totale.

Le **pourcentage surfacique de cimentation** est calculé par un seuillage sur la couleur du ciment. Le logiciel JMicroVision (logiciel libre) reconnaît alors toute zone ayant le même profil de couleur que le ciment et en déduit un pourcentage par rapport à la surface de l'image analysée. Par la suite le ciment interparticulaire a été manuellement séparé du ciment intraparticulaire, seule la première mesure étant significative pour notre étude (Fig. 3.4).

La caractérisation de la **granulométrie** a été réalisée par mesure manuelle de la taille des éléments. Une moyenne est calculée pour chaque grain entre sa longueur minimum et sa longueur maximum. La représentation par un histogramme de répartition permet de déterminer si la granulométrie est homogène ou non au sein de l'échantillon.

Le **comptage des éléments** est réalisé par le module de comptage de point informatisé de JMicroVision. Avant de commencer le comptage, l'utilisateur définit les classes d'objets qu'il va reconnaître (dans notre étude : pellets, bioclastes, échinodermes, etc.). Il est ensuite possible de choisir entre trois modes de comptages : le mode manuel, le mode "grille récursive" et le mode "grille aléatoire". Le mode "grille aléatoire" a été retenu afin que le comptage ne soit pas influencé par l'utilisateur. Le logiciel déploie une grille dont les intersections se placent de manière aléatoire sur l'image (Roduit, 2007), un réticule parcourt alors chaque intersection et l'utilisateur peut assigner une classe à l'objet présent sous le réticule. Un exemple de comptage est présenté dans la Figure 3.5.

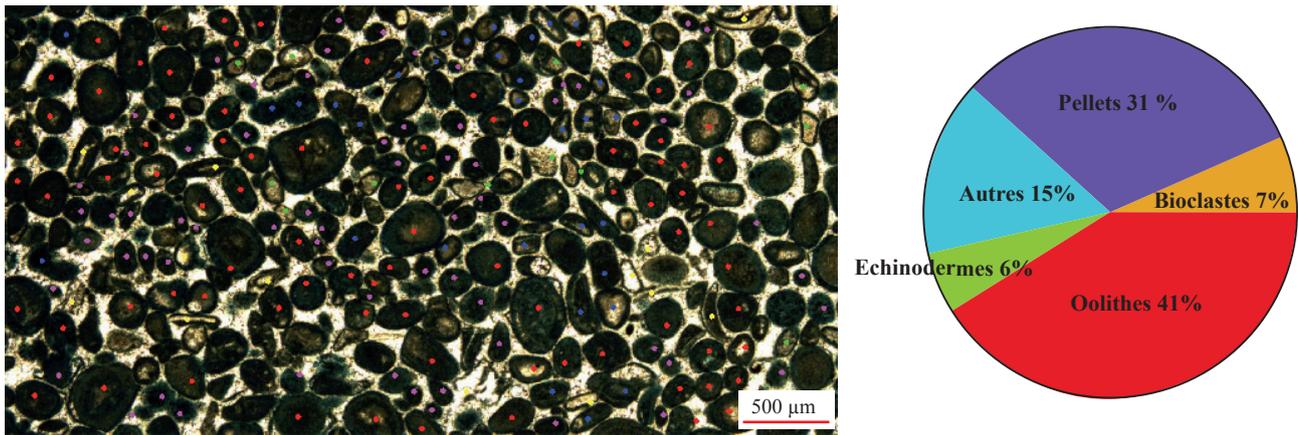


FIGURE 3.5 – Exemple de comptage et représentation graphique du résultat.

Enfin, la quantification de la **surface d'imbrication** entre éléments est réalisée en deux étapes : (1) le cliché est d'abord ouvert sous un logiciel d'édition d'image (par exemple Adobe Illustrator®) et toutes les zones d'imbrication sont contourées et remplies par une couleur unique, absente du cliché (magenta), (2) le cliché est ensuite ouvert avec JMicroVision et le seuillage est fait sur la couleur choisie précédemment, ceci donnant alors un pourcentage de surface imbriquée en  $\mu\text{m}^2$  (Fig. 3.6).

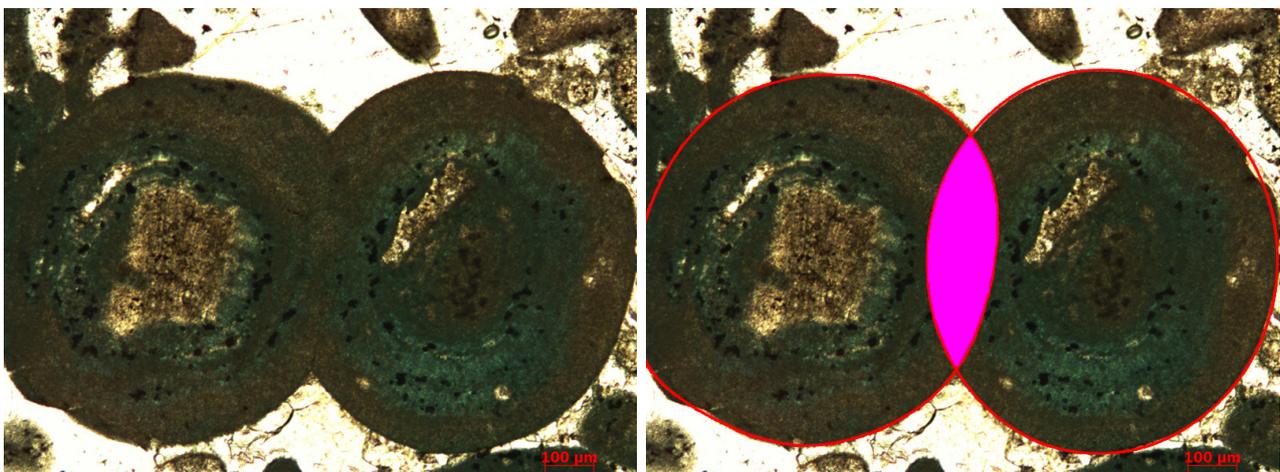


FIGURE 3.6 – Echantillon By04-Axd. Seuillage de la surface d'imbrication entre deux oolithes (en magenta, surface d'intersection des enveloppes du contour des grains). Ici, la surface imbriquée représente 3,6% de la surface de l'image, soit  $40302 \mu\text{m}^2$ .

### 3.2.3 Inclusion et moulage du réseau poreux

Afin de mettre en évidence le réseau microporeux et sa connectivité, une technique particulière a été développée durant ce projet. Cette technique propose de réaliser un moule en 3 dimensions du réseau poreux (quelle que soit sa taille) en faisant abstraction totale de la matrice minérale. Pour ce faire, les échantillons subissent au préalable la même technique que celle utilisée pour réaliser les lames minces. Les échantillons sont taillés et polés sur deux faces puis plongés dans une préparation d'araldite et de durcisseur, le tout coloré avec du bleu de méthylène. Ils subissent ensuite un passage dans une cloche à vide afin de faire pénétrer la résine d'inclusion dans toute la porosité connectée (Fig. 3.7 A et B). Suite à cela les échantillons sont découpés sur 0,5 cm de manière à présenter une surface où la solution d'inclusion a pénétré la porosité connectée. La dernière étape consiste en une attaque modérée à froid à l'HCl afin de dissoudre la matrice calcitique tout en préservant le squelette de porosité entièrement rempli par la résine d'inclusion.

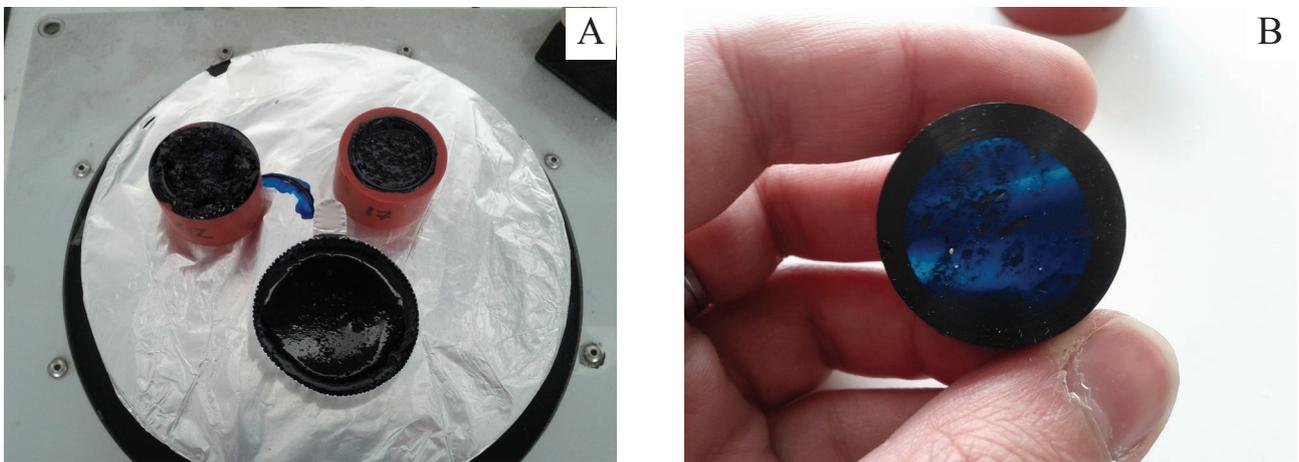


FIGURE 3.7 – Moulage du réseau poreux. (A) Échantillons en préparation, après passage sous vide. (B) Échantillon après l'inclusion de résine et avant la découpe et l'attaque à l'HCl.

### 3.3 Étude pétrophysique

Une synthèse des méthodes utilisées est proposée dans le tableau 3.1.

#### Préparation des échantillons

La préparation des échantillons pour les mesures en condition saturée se fait à l'aide d'un dispositif mis en place à l'Université de Cergy-Pontoise (Fig. 3.8). Dans un premier temps les échantillons sont placés dans une étuve à 40 °C pendant une journée afin de s'assurer qu'ils soient parfaitement secs. Ils sont ensuite disposés au sein d'un dessiccateur, relié à un système de pompe permettant de faire le vide.

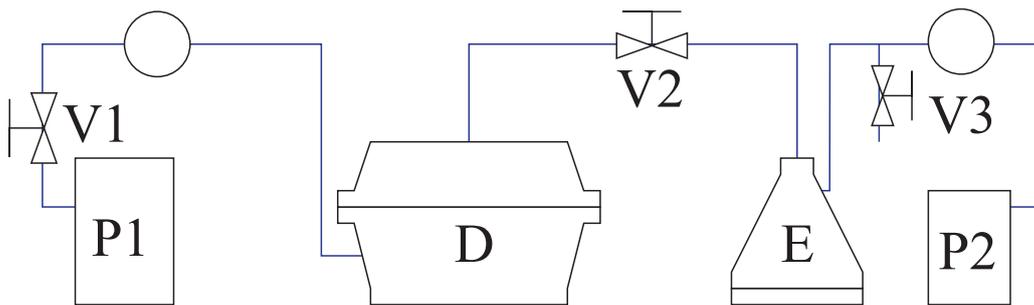


FIGURE 3.8 – Système de saturation en fluide des échantillons. P : pompe, V : vanne, E : erlenmeyer et D : dessiccateur (Université de Cergy-Pontoise).

Le vide est réalisé pendant 10h à l'aide de la pompe *P1* alors que la vanne *V1* est ouverte. Le liquide utilisé pour la saturation (eau déminéralisée ou saumure) est ensuite versé dans l'erlenmeyer *E*. Le liquide est mis à dégazer pendant une demi-heure à l'aide de la pompe à membrane *P2*. Une fois le liquide dégazé, on isole la pompe *P1* en fermant la vanne *V1*, la vanne *V2* est ouverte et permet le transfert du fluide de l'erlenmeyer vers le dessiccateur *D*. La vanne *V3* n'est utilisée que lorsque le liquide ne transite pas directement vers le dessiccateur *D*.

Méthode	Paramètre(s) mesuré(s)	Diamètre des plugs	Conditions
Porosité à l'eau	Porosité connectée	25 mm	Sec, saturé, immergé
Porosimétrie Mercure	Diamètre d'entrée de pore	25 mm	Saturé (mercure)
Perméabilité au gaz	Perméabilité	40 mm	Sec (gaz, azote)
Imbibition	Coefficient d'imbibition	40 mm	Sec (au départ)
Propagation des ondes acoustiques	Vitesse des ondes P	25 mm	Sec et saturé
Conductimétrie électrique	Conductivité, tortuosité et facteur de formation	25 mm	Saturé*

Tableau 3.1 – Tableau de synthèse des méthodes pétrophysiques et des différents paramètres investigués. Habituellement la saturation est faite à l'eau. Dans le cas (\*) la saturation est réalisée à l'aide d'un fluide chargé en ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$ , de concentration croissante.

### 3.3.1 Mesure de la porosité à l'eau

La mesure de porosité à l'eau est une mesure simple. Les échantillons sont pesés une première fois à sec et à température ambiante. Ils sont ensuite saturés par de l'eau déminéralisée. On mesure alors leur masse saturée et leur masse immergée dans l'eau (Fig. 3.9). Cette technique permet de quantifier le volume poreux au sein de l'échantillon et la porosité est alors calculée grâce à l'équation suivante :

$$\phi = \left( \frac{m_{sat} - m_{sec}}{m_{sat} - m_{im}} \right) = \frac{V_{pores}}{V_{echantillon}}$$

où  $\phi$  est la porosité (en %),  $m_{sat}$  la masse saturée,  $m_{sec}$  la masse à sec et  $m_{im}$  la masse immergée.  $V_{pores}$  et  $V_{echantillon}$  représentent respectivement les volumes de porosité et le volume total de l'échantillon. Toutes les masses sont en grammes.

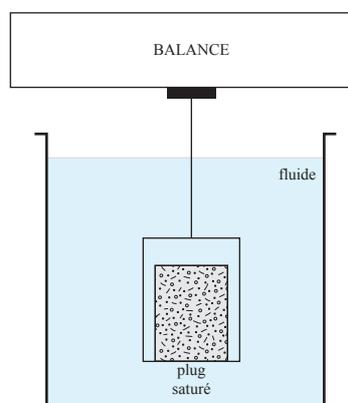


FIGURE 3.9 – Méthode de mesure de la masse immergée d'un échantillon saturé.

### 3.3.2 Porosimétrie par intrusion de mercure.

La porosimétrie par intrusion de mercure est une technique destructive qui permet de caractériser les diamètres d'entrée de pore en appliquant différents niveaux de pression à un échantillon immergé dans du mercure. Suivant le principe de capillarité, on draine un échantillon, préalablement séché et soumis au vide, par du mercure qui est un fluide non mouillant. L'augmentation de la pression d'injection tout au long de l'expérience permet d'investiguer un diamètre d'entrée de pore de plus en plus petit. L'appareil utilisé est celui présent à l'Université de Cergy Pontoise, un *Autopore IV 9500* Micrometrics disposant d'une cellule pour la mesure à basse pression et d'une cellule pour la mesure à haute pression (Fig. 3.10). Le pénétrromètre sert de cellule contenant l'échantillon et dans laquelle sera injecté le mercure sous pression.

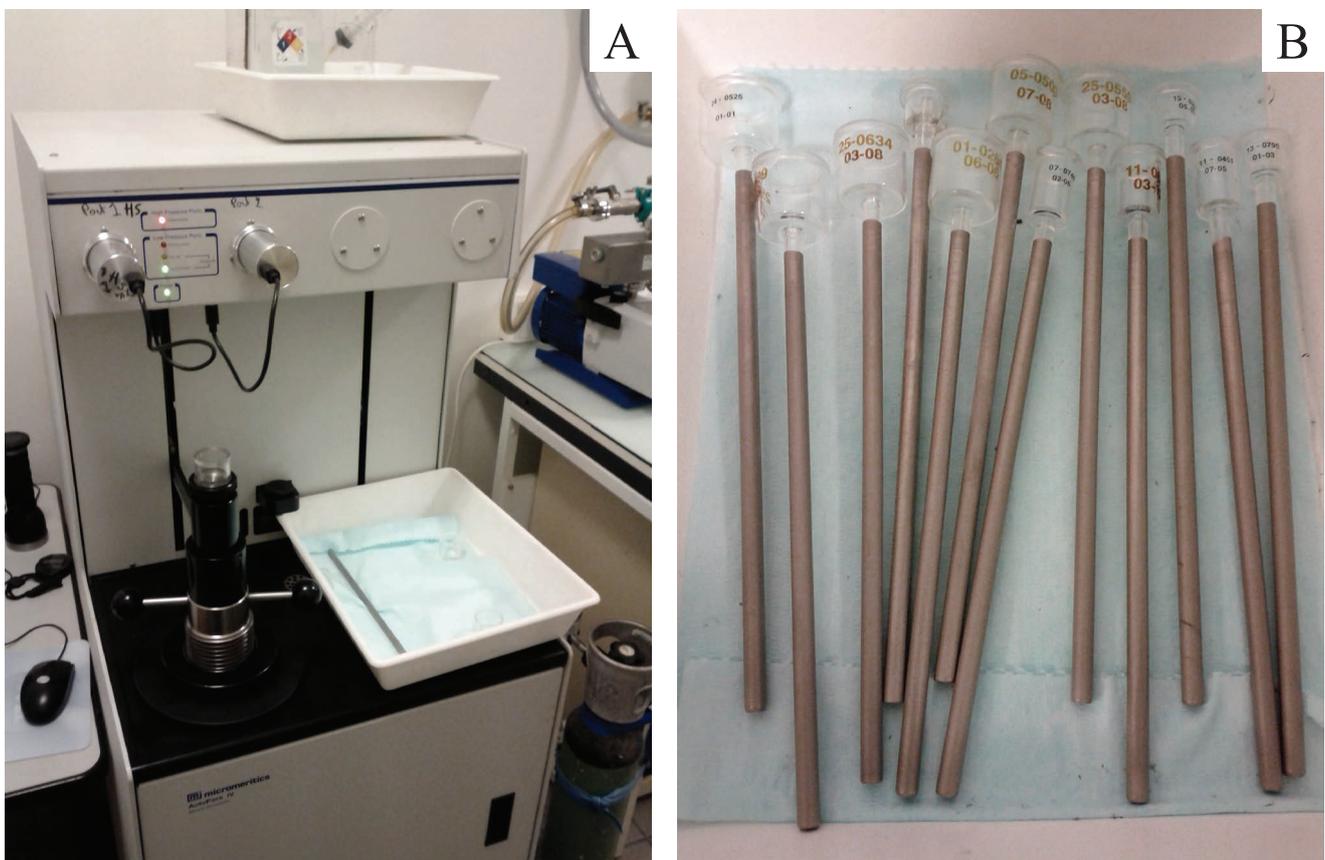


FIGURE 3.10 – (A) Dispositif de mesure Autopore IV en fonctionnement. (B) Pénétrromètres (Université de Cergy-Pontoise).

La mesure est effectuée en deux phases : (1) une phase à basse pression pendant laquelle le vide est fait dans le pénétrromètre, l'injection de mercure se faisant ensuite par paliers jusqu'à une pression de 40 MPa et (2) une phase à haute pression dans une cellule de confinement à huile où la pression monte jusqu'à 200 MPa. L'équation de Washburn (1921) permet de calculer un diamètre d'entrée de pore, connaissant la pression capillaire. Il faut noter que ce calcul considère un modèle de pores cylindriques, bien que cela soit une approximation dans la réalité.

$$P = \frac{2*\gamma*\cos(\theta)}{R}$$

où  $P$  est la pression capillaire (en Pa),  $R$  est le rayon d'entrée de pore (en  $\mu\text{m}$ ),  $\gamma$  est le coefficient de tension de surface (0,485 N/m pour Hg) et  $\theta$  l'angle de contact entre le fluide et le solide ( $140^\circ$  valeur moyenne pour le mercure (Good & Mikhail, 1981)). La pression d'injection maximale à haute pression étant de 200 MPa, cette technique nous permet en théorie d'avoir accès à des pores d'un diamètre d'entrée allant jusqu'à 1,78 nm.

### 3.3.3 Mesure de perméabilité au gaz

Les mesures ont été réalisées avec un perméamètre à charge constante utilisant de l'azote comme fluide (Université de Franche Comté, UMR CNRS Chrono-Environnement). Celui-ci est composé principalement d'une cellule dite cellule de Hassler, dans laquelle on glisse l'éprouvette à analyser (Fig. 3.11). Celle-ci accepte des échantillons cylindriques de 20 ou 40 mm de diamètre et d'une longueur maximale de 60 mm. Les échantillons préalablement séchés dans une étuve à  $60^\circ\text{C}$  sont revêtus d'un manchon de Néoprène suffisamment souple pour permettre une adhésion parfaite contre la surface de l'échantillon. Le fluide appliqué sur la section supérieure de l'éprouvette avec une pression  $P_{\text{amont}}$  le traverse de part en part et ressort à la base avec une pression  $P_{\text{aval}}$ . Simultanément, une pression de confinement  $P_c$  supérieure à la pression fluide ou pression de pore  $P_f$  est appliquée latéralement autour du manchon de Néoprène afin d'empêcher les écoulements sur les bords de l'éprouvette. La pression est contrôlée sur le circuit de fluide, en amont et en aval de l'échantillon, ainsi que sur le circuit de confinement, au moyen de manomètres de différentes sensibilités.

La perméabilité est alors calculée à l'aide de la loi de Darcy :

$$Q = \frac{k}{\eta} * S * \frac{\delta P}{L}$$

où  $Q$  est le débit volumique de fluide,  $k$  la perméabilité spécifique du réseau poreux,  $\eta$  la viscosité dynamique du fluide,  $S$  la surface de la section perpendiculaire au flux,  $\delta P$  le gradient de pression ( $P_{\text{amont}} - P_{\text{aval}}$ ) et  $L$  la longueur de l'échantillon.

### 3.3.4 Mesure de la cinétique d'imbibition capillaire

Les plugs ayant permis la détermination de la perméabilité sont tout d'abord séchés dans des étuves à  $60^\circ\text{C}$  jusqu'à stabilisation de leur poids. Ils sont ensuite placés verticalement sur une grille, dans un bac au fond duquel le niveau d'eau distillée est maintenu constant pendant toute la durée de l'expérience : l'alimentation capillaire est alors assurée par une pellicule d'eau de 2 à 5 mm. Par ailleurs, le bac est fermé hermétiquement afin de maintenir une hygrométrie proche de la saturation et donc d'éviter la superposition de phénomènes d'évaporation. La température est également maintenue constante, à  $25^\circ\text{C}$ , pour s'affranchir des phénomènes de modification de la tension de surface air-eau et de la viscosité de l'eau, ce qui a une influence certaine sur la cinétique d'imbibition.

Pendant l'expérience, on suit la progression de l'imbibition en mesurant à des intervalles de temps croissants, d'une part la hauteur de la frange humide ( $L$ ), observable sur la surface externe

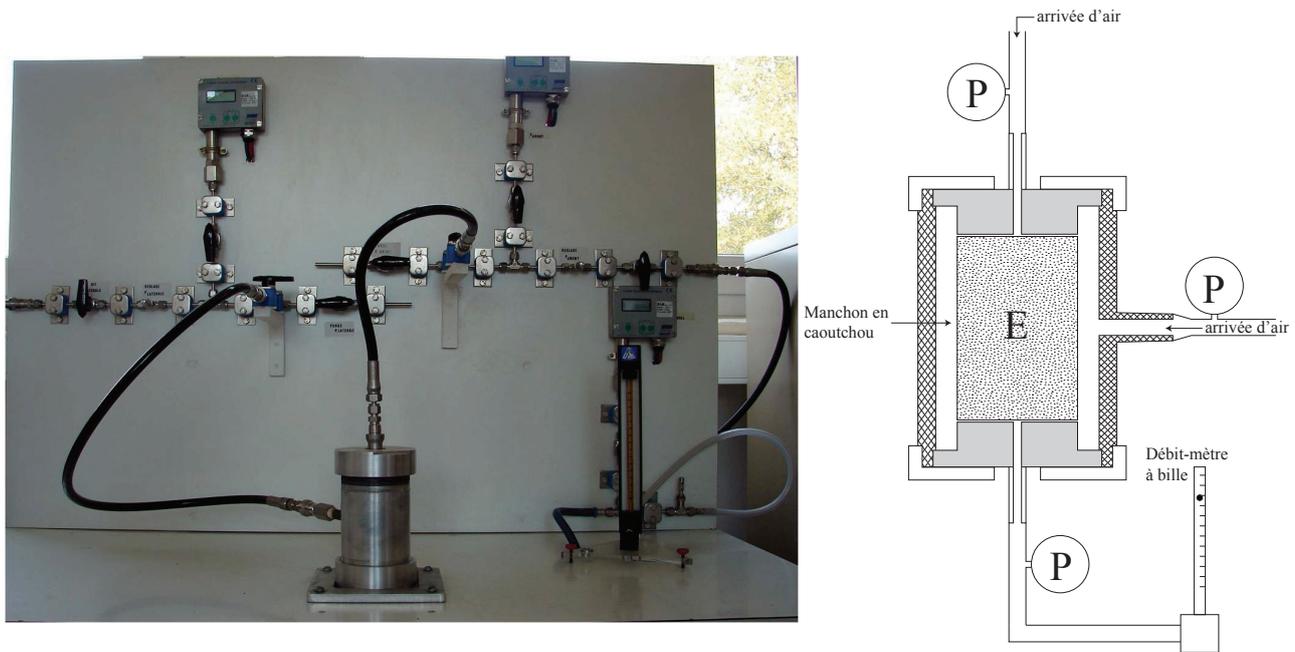


FIGURE 3.11 – Système de mesure de la perméabilité de l’Université de Franche-Comté et schéma simplifié. P : pompe et E : échantillon.

des échantillons et d’autre part la prise de poids ( $dW$ ) de ceux-ci. On reporte alors graphiquement l’évolution de la frange capillaire ( $L$ ) et la prise de poids par rapport à la surface de l’échantillon ( $dW/S$ ) en fonction de la racine carrée du temps mesuré en secondes. Dans le cas d’échantillons homogènes, c’est-à-dire sans variation importante de texture, due par exemple à un litage, la frange capillaire atteint le sommet de l’échantillon, sensiblement en même temps que s’amortit la prise de poids en eau et correspond à l’envahissement de la porosité libre. La cinétique de migration de la frange humide est représentée par un segment de droite et s’exprime pour la totalité de l’imbibition par une relation du type :

$$L = B * \sqrt{t}$$

où le coefficient  $B$  correspond à la pente du segment de droite mesurée graphiquement et exprimée en  $cm * h^{-1/2}$ . L’évolution de la prise de poids par unité de surface  $dW/S$  en fonction de la racine carrée du temps se décompose quant à elle en deux parties distinctes : une première partie présentant une cinétique d’imbibition proportionnelle à la racine carrée du temps avec une forte pente et une seconde partie de pente nettement plus faible correspondant à la diffusion dans l’eau des bulles d’air restées piégées dans le réseaux poreux. Le facteur d’imbibition est alors la valeur de la pente de la première tendance.

### 3.3.5 Mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques P

Cette méthode consiste en la caractérisation des ondes mécaniques ultrasoniques à l’aide de transducteurs. Ces transducteurs sont composés d’un piézomètre en céramique dans lequel une déformation mécanique est induite à l’aide d’une différence de potentiel électrique. Le dispositif utilisé (Fig. 3.12) est le même que celui décrit dans [Casteleyn et al. \(2010\)](#) à la différence que

les transducteurs ultrasoniques d'onde P sont à une fréquence de résonance de 500 kHz. Chaque transducteur est fixé sur une presse permettant d'assurer un contact constant sur l'échantillon. Un gel découplant ainsi qu'une pastille en plastique assure la bonne connexion du couple transducteur/plug. La mesure porte alors sur la vitesse de propagation de la déformation induite dans l'échantillon en condition à sec et saturée, à température ambiante.

La vitesse de propagation de l'onde est calculée en mesurant le temps que met la première onde (onde P) pour traverser l'échantillon et en utilisant la formule simple :

$$V = \frac{d}{t}$$

où  $V$  est la vitesse de l'onde en mm/ $\mu$ s (usuellement exprimée en km/s),  $d$  est la longueur de l'échantillon (en mm) et  $t$  le temps de parcours de l'onde acoustique (en  $\mu$ s).

Le temps d'arrivée de la première onde est mesuré à l'aide d'un oscilloscope, en pointant la première rupture de vitesse dans le signal reçu.

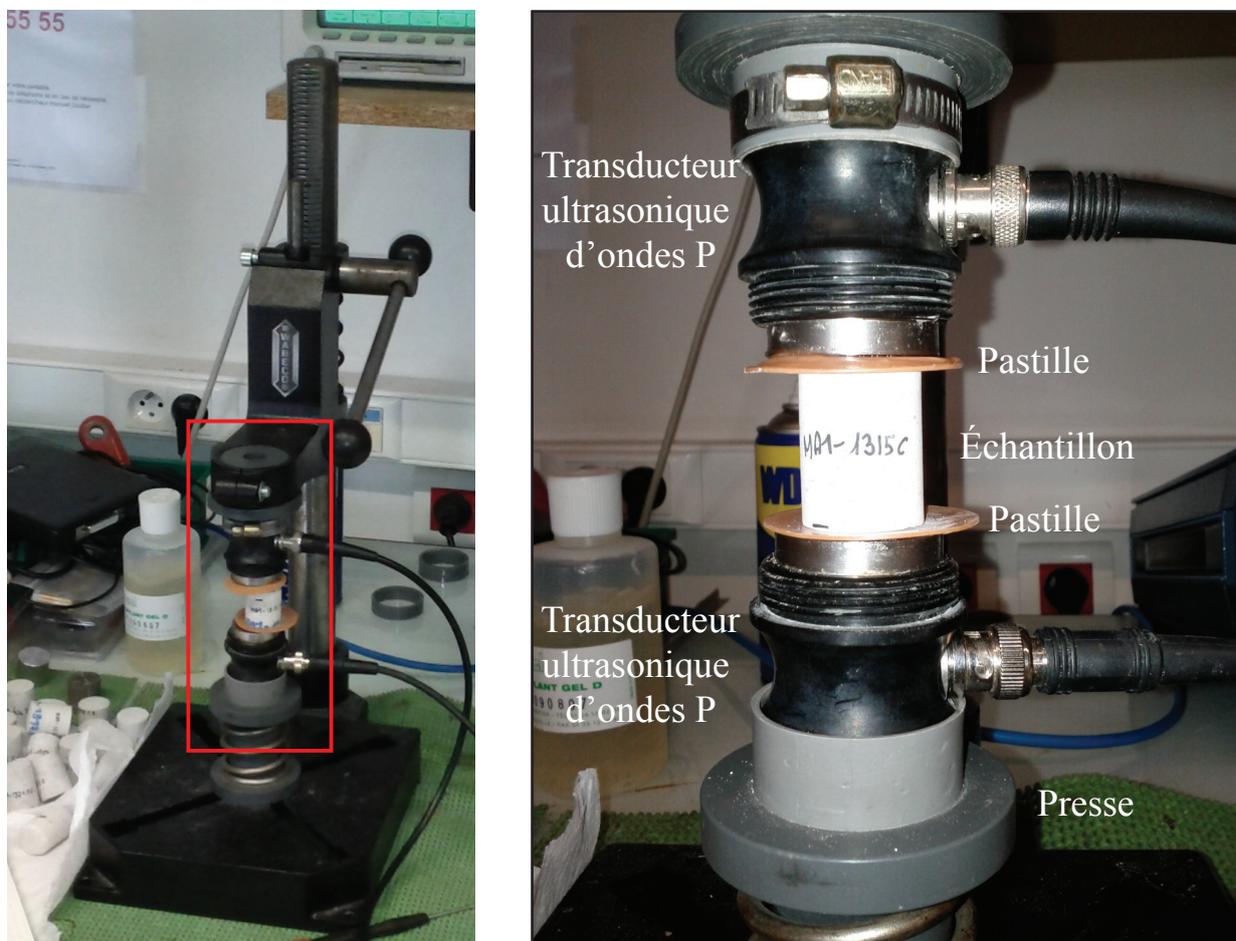


FIGURE 3.12 – Dispositif de mesure de la vitesse de propagation des ondes acoustiques (Université de Cergy-Pontoise).

### 3.3.6 Mesure de la conductimétrie électrique

Cette mesure est réalisée à l'aide d'un conductimètre *Radiometer CD210* (Fig. 3.13).

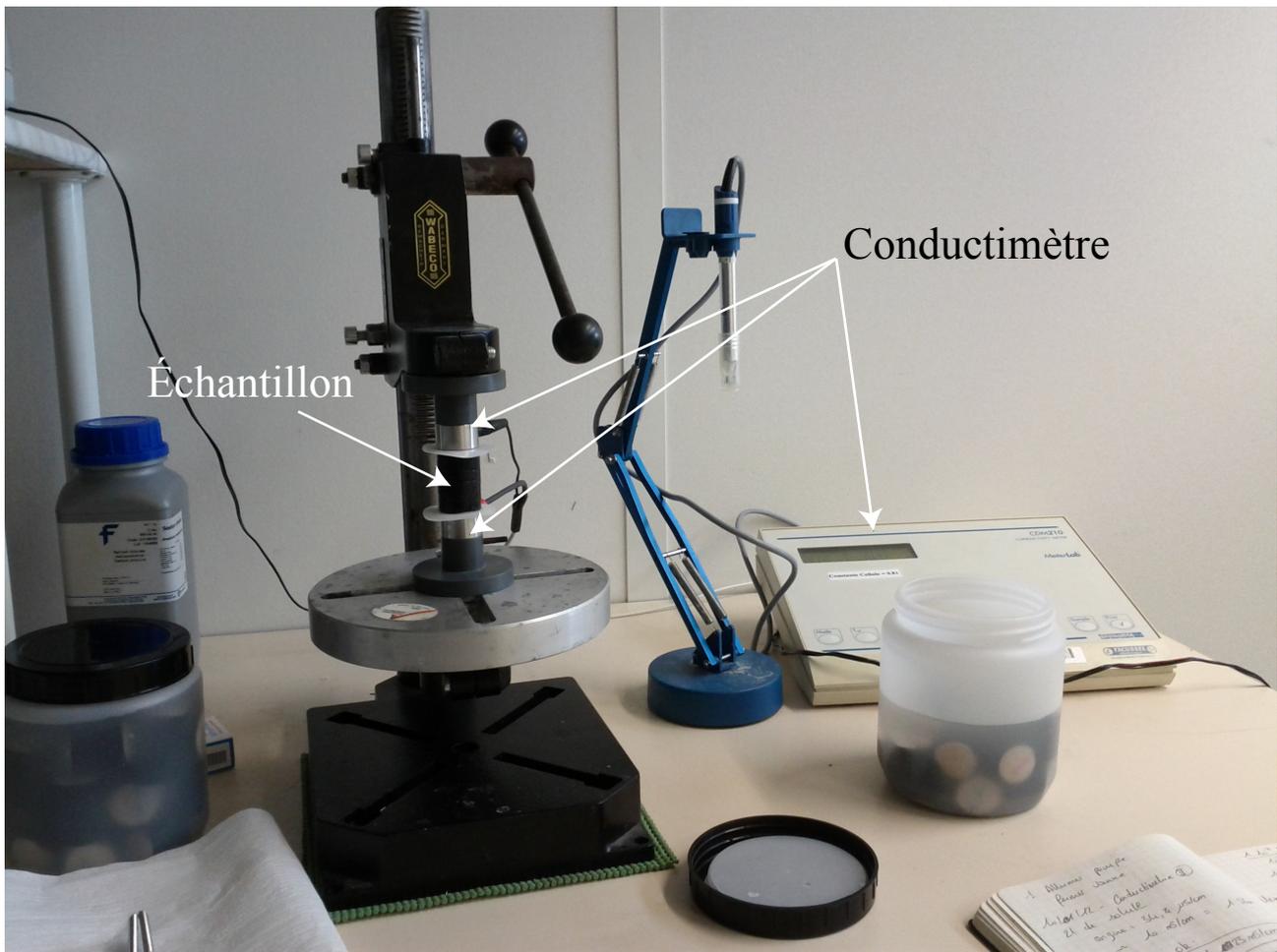


FIGURE 3.13 – Dispositif de mesure de la conductimétrie électrique (Université de Cergy-Pontoise).

La technique consiste à mesurer la conductivité d'un échantillon saturé en saumure, dont la conductivité est connue et croissante (de 0,2 S à 3 S/m). Le facteur de formation ( $F$ ), propre à l'échantillon est alors calculé de deux manières : (1) de manière graphique, en représentant la conductivité de la roche en fonction de la conductivité de la saumure. La pente calculée à partir de la droite passant par les trois points de mesure représente alors l'inverse du facteur de formation (David, 1993) et (2) en utilisant la première loi d'Archie (Archie, 1942) où le facteur de formation est défini comme le rapport entre la résistivité de l'échantillon saturé en saumure et la résistivité de la saumure :

$$F = \frac{R_0}{R_w} = \phi^{-m}$$

où  $R_0$  est la résistivité de la roche saturée à 100 % (en  $\mu\text{S}$ ),  $R_w$  la résistivité de la saumure (en  $\mu\text{S}$ ) et  $F$  le facteur de formation (sans unité). Ce facteur de formation ne change pas avec la variation de salinité de l'électrolyte et est donc déterminé uniquement par les propriétés intrinsèques à l'échantillon. On remarque également que le facteur de formation est directement lié à la porosité, cela par un facteur  $m$  appelé "exposant de cimentation". L'exposant  $m$  est directement lié à la nature de l'échantillon et est centré autour de 2 pour les roches consolidées. Cet exposant n'a aucune relation avec la quantité de ciment présente au sein de l'échantillon. Enfin, la tortuosité

représentant la complexité du réseau poreux et du chemin d'écoulement au sein de l'échantillon est déterminé par la formule suivante :

$$\tau = F * \phi = \phi(1-m)$$

où  $F$  est le facteur de formation précédemment défini,  $\phi$  la porosité et  $m$  le facteur de cimentation.

### 3.3.7 Méthodes diagraphiques.

La diagraphie représente l'enregistrement continu des variations d'un paramètre donné en fonction de la profondeur et constitue une signature physique d'une roche. Cette opération est réalisée pendant le forage ou lors de la sortie du train de tige. Cette signature est la conséquence de conditions physiques, chimiques et biologiques lors du dépôt de la roche et durant son évolution. On comprend alors que toute modification d'un paramètre géologique a une influence sur la mesure diagraphique et de la même manière, toute variation de l'enregistrement diagraphique a une signification géologique (Serra, 1984). Pour cette étude, nous avons intégré plusieurs diagraphies de puits réalisées lors des forages.

La réponse de **l'outil résistivité électrique** est principalement due aux fluides ou *électrolytes* présents dans la roche, la mesure dépend donc essentiellement : (1) de la qualité de l'électrolyte c'est-à-dire de la résistivité du fluide et donc de la quantité de sels dissous, (2) de la quantité d'électrolyte contenue dans la roche, directement liée au volume de porosité et enfin (3) du mode de distribution de l'électrolyte (Serra, 2008). Nous nous intéresserons principalement à la relation qui existe avec la porosité comme le montre la Loi d'Archie qui relie résistivité de la roche, résistivité de l'électrolyte et porosité :

$$\rho_r = \rho_w \times a \times \phi^{-m}$$

Avec  $\rho_r$  la résistivité de la roche,  $\rho_w$  la résistivité de l'eau d'imbibition,  $\phi$  la porosité,  $a$  un facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0,6 et 2,  $m$  le facteur de cimentation (qui dépend de la forme des pores et de la compaction et a pour valeur 2,2 pour les calcaires cimentés).

**L'outil neutron** a pour principe le bombardement de la formation par des neutrons rapides. Pendant leur migration dans la roche, ces neutrons sont ralentis lors de leur rencontre avec des atomes d'une masse proche de la leur, les atomes d'hydrogène. Le nombre de neutrons arrivant alors au détecteur décroît quand la concentration en hydrogène augmente et inversement (Serra, 2008). Dans une formation carbonatée, la principale source d'hydrogène est le fluide de formation (eau ou hydrocarbure), la réponse du neutron donne donc une idée de la porosité de la formation. La Formation de l'Oolithe Blanche est saturée en eau et ne piège presque aucun hydrocarbures, par conséquent la réponse de l'outil neutron peut facilement être interprétée en terme de porosité.

**L’outil sonique** permet une mesure du temps de transit entre deux récepteurs d’ondes longitudinales envoyées dans la formation, il est basé sur l’étude de la propagation des ondes acoustiques et apporte des renseignements sur les propriétés mécaniques des roches traversées, le paramètre mesuré est la lenteur  $\Delta t$  (usuellement mesurée en  $\mu\text{s}/\text{pied}$ ) des formations en fonction de la profondeur (Boyer & Mari, 1994). On peut utiliser la **Loi de Wyllie** pour rendre compte de la porosité de la roche en fonction du temps de transit des ondes dans la roche :

$$\frac{1}{V_f} = \frac{\phi}{V_r} + \frac{(1-\phi)}{V_{ma}}$$

Avec  $\phi$  = porosité,  $V_r$  = vitesse mesurée dans la roche (m/s),  $V_f$  = vitesse de propagation dans le fluide imprégnant la roche (m/s),  $V_{ma}$  = vitesse de propagation dans la matrice (m/s).

### 3.4 Tomographie microfocus assistée par ordinateur ( $\mu\text{CT}$ )

La tomographie microfocus rayons-X à haute résolution assistée par ordinateur est une technique novatrice, non destructive permettant d’imager la structure interne d’un objet opaque (Boesplug et al., 1995). Les images générées par cette méthode sont des sections transverses de l’objet par mesure de l’atténuation d’un faisceau de rayons-X pendant que celui-ci décrit une rotation autour d’un axe fixe. Ces analyses ont été menées au département de Géologie de l’Université Catholique de Louvain (Belgique).

Les rayons-X pénètrent une fine section volumétrique de l’échantillon, sous différents angles. Une série de détecteurs enregistrent l’intensité des rayons-X alors transmis. Dans chaque volume d’élément ou *voxel* est mesurée une atténuation linéaire défini par la loi de Beer :

$$\frac{I}{I_0} = \exp^{-\mu h}$$

où  $I_0$  est l’intensité du rayon-X incident,  $I$  l’intensité rémanente après que le rayon-X soit passé à travers une épaisseur  $h$  d’un échantillon homogène et  $\mu$  est le coefficient d’atténuation linéaire. Dans un matériel hétérogène, comme celui de nos échantillons, présentant matrice minérale et pores, l’énergie transmise est alors :

$$\ln\left(\frac{I}{I_0}\right) = \int_0^L \mu(h(x, y)) dh$$

où  $h(x, y)$  représente les coordonnées du coefficient d’atténuation dans un espace 2D et  $L$  la distance entre la source et le détecteur. C’est cette équation qui est utilisée lors de la reconstruction des images (Akin & Kavscek, 2003).

Le dispositif utilisé est un *Phoenix nanotom* de G.E. Measurement & Control disposant d’un tube nanofocus à rayons-X de 180 kV / 15W (Fig. 3.14). La source utilisée est un couple tungstène/diamant. La résolution de base est de 12  $\mu\text{m}/\text{voxel}$  pour les échantillons de 25 mm de diamètre. Cette résolution peut être améliorée à 4  $\mu\text{m}/\text{voxel}$  en définissant une zone d’intérêt sur laquelle le rayon sera concentré. En contre-partie, toute information en dehors de la zone d’intérêt n’est pas prise en compte. Enfin, une résolution de 1.5  $\mu\text{m}/\text{voxel}$  est atteinte pour les échantillons de 10 mm de diamètre. Cette méthode nous permet de caractériser et d’imager le réseaux micro-



FIGURE 3.14 – Intérieur d'un micro-tomographe Phoenix nanotom GE assisté par ordinateur (Université Catholique de Louvain, Belgique).

et macroporeux intra- comme interparticulaire, en 3D. En plus de cela, nous sommes capable de mettre en évidence la présence ou l'absence de zones de connectivité entre ces différents réseaux poreux. Couplé à l'étude pétrophysique, le Nano-CT scan permet une étude fine des propriétés réservoirs de la Formation de l'Oolithe Blanche.

### 3.5 Géochimie des isotopes stables

L'analyse isotopique en  $^{13}\text{C}$  et  $^{18}\text{O}$  a ici pour but de définir l'origine des fluides diagénétiques parents des ciments. Les prélèvements ont été faits dans les ciments de blocages (sparite) présents entre les grains. Le prélèvement a été effectué à l'aide d'une micro-fraise et d'un foret de 0,3 mm. La quantité de poudre récupérée varie entre 50 et 400  $\mu\text{g}$ , selon les échantillons et la taille des plages calcitiques échantillonnées. Les poudres sont versées dans des capsules en aluminium et pesées, les excédents étant disposés dans des piluliers en prévision d'analyses complémentaires. La détermination du rapport isotopique des isotopes stables du carbone et de l'oxygène se fait par l'analyse du  $\text{CO}_2$  produit par la réaction entre un carbonate et de l'acide phosphorique. Cette analyse a été effectuée à l'aide d'un système de préparation des carbonates automatisé (KIEL carbonate device), en ligne avec un spectromètre de masse à phase gazeuse (Finnigan

MAT delta S). L'échantillon de carbonate est chargé dans un tube placé sur un portique automatique tournant. Après avoir chargé le tube, 3 gouttes d'acide orthophosphorique ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ , 100% anhydre) sont déposées sur la poudre de  $\text{CaCO}_3$ ; la réaction a lieu durant 3 minutes à 70 °C. Après réaction, le tube contient du  $\text{CO}_2$ , de l' $\text{O}_2$ , du  $\text{N}_2$ , de l' $\text{H}_2\text{O}$  et éventuellement du  $\text{SO}_2$  si l'échantillon n'est pas en  $\text{CaCO}_3$  pur. Dans notre étude les échantillons sont en carbonate pur (calcite).

Le  $\text{CO}_2$  doit être isolé des autres gaz pour réaliser l'analyse, il est donc piégé dans un microvolume, à différentes températures, pendant que l' $\text{O}_2$  et du  $\text{N}_2$  et les gaz incondensables sont pompés. Le gaz est introduit directement dans la source du spectromètre et analysé par rapport à un gaz standard ( $\text{CO}_2$ ) issu de l'attaque acide à 25 °C d'un carbonate standard (MSP). Cette méthode est bien adaptée aux petits échantillons (de l'ordre de 100  $\mu\text{g}$ ) avec une seule phase minérale carbonatée dominante. Les rapports isotopiques sont ensuite convertis après correction pour être exprimés en V-PDB (Vienna-PDB), standard international établi par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique. Enfin, un fractionnement isotopique, mathématiquement corrigé, est induit par le fait que la réaction soit réalisée à 70 °C.

L'analyse des rapports isotopiques nous permet alors de discuter la nature du fluide diagénétique précipitant (marin, météorique ou d'enfouissement) et pourrait servir, dans une étude plus large, à établir la température des fluides au moment de la précipitation.

## 3.6 Analyse statistique

Afin de caractériser le plus finement possible les relations existant entre les paramètres sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques, deux outils statistiques d'analyse de données ont été utilisés : l'Analyse par Composante Principale et l'Analyse Discriminante Linéaire. Le code ainsi que le traitement sont réalisés à l'aide du logiciel libre R ([Team, 2012](#)).

De plus en plus souvent utilisée dans le domaine des géosciences ([Marques et al., 2008](#)), **l'Analyse par Composante Principale** (ACP) est une technique statistique qui transforme un jeu de données originel  $p$  (contenant un certain nombre de variables) en un jeu de données de taille réduite  $k$ , contenant des variables toutes indépendantes, à l'aide d'une combinaison linéaire. On observe alors que les variables dérivées  $k$  vont maximiser la prédiction des variables d'origine  $p$  ([Dunteman, 1989](#)). Les variables de  $k$  qui montrent le maximum de variance pour les variables d'origine sont appelées des "composantes principales". Si deux ou trois des composantes principales représentent la majeure partie de la variance, nous avons réduit la dimension de notre tableau de données d'origine à un tableau à  $n$  composantes principales indépendantes. Enfin pour donner une signification à ces composantes principales, les variables sont reliées entre elles par le calcul du coefficient de corrélation de Pearson. Ce dernier permet de caractériser les relations linéaires en donnant une mesure de l'intensité de la relation qui peut exister entre deux para-

mètres, ainsi qu'un sens (positif ou négatif) quand la relation est monotone. Enfin, nous avons complété notre étude par un test de Tukey qui permet de comparer des paires de moyennes pour des variables considérées et classer ces moyennes parmi l'ensemble des moyennes à comparer. Couplé à un test d'analyse de la variance (ANOVA), ceci nous permet de définir quelles sont les variables les plus significatives dans notre étude statistique.

**L'analyse discriminante linéaire** (LDA, pour *Linear Discriminant Analysis*) est un des types d'analyse dite *prédictive*. Cette méthode permet d'étudier la différence entre deux ou plusieurs groupes à l'aide de plusieurs variables et ce simultanément (Duda et al., 2012). L'analyse se fait sur des groupes connus a priori et répond à deux objectifs : (1) décrire les principales différences que l'on peut déterminer parmi les groupes et ce à l'aide des variables utilisées et (2) déterminer le groupe d'appartenance d'un nouvel individu, uniquement à partir des variables utilisées. La seule restriction sur les variables est que celles-ci doivent être quantitatives. La LDA cherche à déterminer des facteurs de combinaison linéaire des variables descriptives qui : (1) prennent les valeurs les plus proches possibles pour des individus du même groupe et (2) les plus éloignées possibles entre les individus de groupes différents. Ces facteurs sont ce que l'on appelle des *facteurs discriminants*.

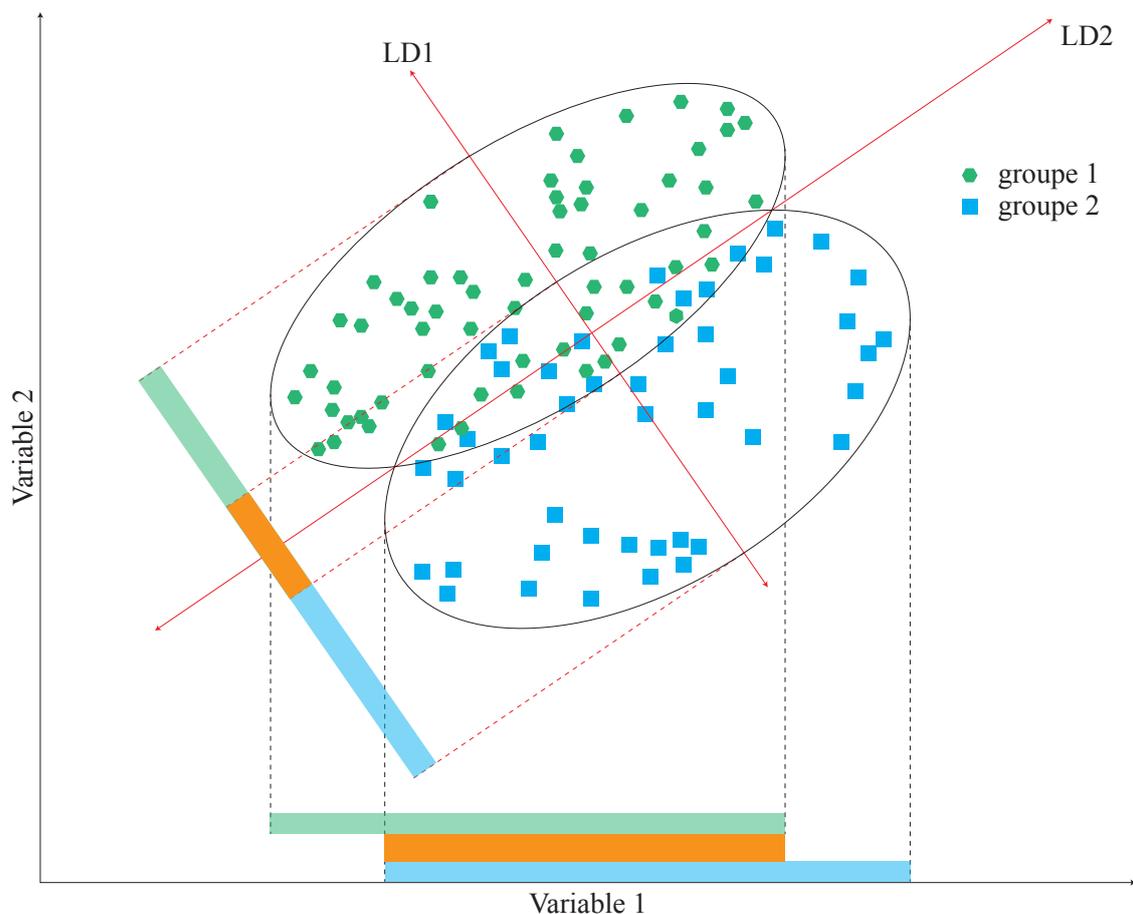


FIGURE 3.15 – Principe de la LDA. La recherche des axes discriminants permet une meilleur séparation d'au moins deux groupes de données (dans le cas ici présenté) en minimisant le chevauchement des champs de variance inter-classe (zone orange).

D'un point de vue graphique, si nos différents groupes se répartissent en nuages de point, cela revient à chercher la détermination de nouveaux axes ou *axes discriminants* séparant les groupes le mieux possible (Fig. 3.15). Le premier facteur déterminant est une combinaison linéaire des variables utilisées, dont la variance inter-classe est maximum. Ce facteur définit alors un axe dans le nuage de points de telle manière que la projection des points sur cet axe ait une variance inter-classe maximale. On définit ensuite de nouveaux facteurs, non corrélés au premier, toujours dans le but que cet axe présente une variance inter-classe maximale lors de la projection du nuage de points. Le nombre maximum de facteurs discriminants est égal au nombre de groupes -1. Plus on ajoute de facteurs discriminants, moins ceux-ci prennent une part importante de la variance inter-classe.

La LDA nous permet donc de déterminer à quel groupe appartient un échantillon à partir de ses caractéristiques. Dans notre cas les groupes s'apparentent aux trois sous-faciès sédimentologiques déterminés lors de l'étude réalisée en carrières. La LDA nous permet également de valider la classification en terme de sous-faciès de manière statistique (Celeux et al., 1994), puisque en ne connaissant que des paramètres mesurés (diagénétiques et pétrophysiques), il est possible de discriminer plusieurs groupes. Enfin, en couplant cette analyse avec différents tests statistiques (Conover-Inman, Kruskal-Wallis et test sur les pentes), il est possible de déterminer les paramètres les plus discriminants, c'est à dire ceux qui participent le plus à la caractérisation d'un sous-faciès, au sein de notre jeu de données.

C'est grâce à cette méthode que nous pouvons établir notre Modèle d'Analogie de Terrain. En effet, une fois calibré avec un jeu de données suffisant, le modèle créé nous permet, en raison de son caractère prédictif, d'injecter un nouveau set d'échantillons dont le sous-faciès est inconnu. Une fois injecté, ce nouveau set est projeté dans le modèle. La LDA classe alors ces nouveaux échantillons dans les classes prédéfinies. Ceci nous permet donc de définir la présence de sous-faciès dans des sites où une étude sédimentologique complète ne peut être réalisée, ce qui est typiquement le cas des sites en sub-surface dans notre étude.

L'efficacité du modèle peut être grandement améliorée en passant à des analyses statistiques de discrimination plus puissantes que la LDA. Ces analyses appelées *Kernel Discriminant Analysis* et *Quadratic Discriminant Analysis* permettent d'accéder à des dimensions de discrimination supplémentaires, affinant d'autant plus la catégorisation des sous-faciès en fonction de leur propriétés. Au lieu de définir des axes linéaires, ces deux méthodes se proposent de définir soit des hyperboles discriminantes (KDA) soit des espaces discriminant tri-dimensionnel (QDA). Le facteur limitant l'usage des ces deux techniques est le temps machine nécessaire à l'analyse. Une analyse complète en LDA ne nécessite que quelques minutes avec une machine standard alors qu'une analyse KDA demande entre plusieurs heures et une journée complète de temps sur une machine robuste. Enfin la QDA n'est aujourd'hui possible que sur des clusters, systèmes informatiques, pouvant se partager le calcul et le traitement des informations. Les avancées technologiques en matière de puissance de calcul des processeurs et de quantité de mémoire vive disponible rendront ces deux méthodes bientôt facilement réalisables.

# Diagenèse et paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche

## 4.1 Inventaire des phases diagénétiques

L'inventaire de toutes les phases diagénétiques observées dans l'ensemble des sites étudiés est présenté ici. Il sera discuté plus tard de la chronologie de mise en place de chacune des phases et de leur présence ou non dans les différents sites étudiés.

### La micritisation et la dissolution moldique

La micrite est constituée de fin cristaux de calcite d'une taille inférieure à 4  $\mu\text{m}$ . La micrite est polygénique, elle peut avoir pour origine la précipitation chimique (associée à de hautes températures et des changements importants de salinité et pression partielle de  $\text{CO}_2$ ) ou la précipitation biogénique directe avec l'accumulation de débris squelettiques ou par "bioérosion" lorsque la coquille des bioclastes est broutée ou perforée par des micro-organismes. Dans tous les échantillons étudiés, la dissolution moldique s'observe par la dissolution du test des bioclastes aragonitiques dont seule l'enveloppe micritique reste présente (Fig. 4.1A et 4.1B). La conservation de la structure des bioclastes ainsi que l'absence de cassures indiquent un remplissage rapide des pores moldiques suite à la dissolution.

### Les ciments isopaques

Les ciments isopaques sont observés autour des éléments, dans les pores inter- et intraparticulaires et les vides moldiques. Ils se manifestent par la présence d'un fin liseré de cristaux calcitiques de quelques micromètres de large (5 à 10  $\mu\text{m}$ ). Ils sont agencés de manière équigranulaire ou en bâtonnets. Les ciments isopaques fibreux ou radiaires ont été observés dans les échantillons provenant des carrières (Fig. 4.1C). Ils montrent une croissance perpendiculaire au substrat, le long de l'axe c et un ratio longueur/largeur d'ordre 6. Ils signent un domaine souvent marin phréatique (mais peuvent être également présents dans des domaines météoriques). Ils sont originellement aragonitiques ou en HMC (Flügel, 2004). Les ciments isopaques palissadiques sont constitués de cristaux qui ne sont ni équigranulaires, ni fibreux et correspondent à des cristaux allongés, plus larges (jusqu'à 10  $\mu\text{m}$ ) que les autres ciments isopaques. Ils peuvent être aragonitique ou en HMC et signent un milieu marin phréatique (ou marin vadose). Ils sont abondants dans le domaine marin superficiel. L'ensemble des ciments isopaques rencontrés dans cette étude montre, après coloration, une teinte rose/mauve (Fig. 4.1C), signe d'une calcite très faiblement ferreuse voire non ferreuse.

### Les calcites de blocage

La calcite de blocage (ou Bc pour *Blocky calcite*) est représentée dans les pores intra- et interparticulaires par une calcite de type sparitique, dont les cristaux croissent vers le centre des

cavités poreuses. Elle peut également être caractérisée par des surcroissances syntaxiales ayant pour substrats les fragments d'échinodermes peu ou pas micritisés. La calcite de blocage est présente sur toutes les lames étudiées et montre des gammes de taille variables en fonction de la quantité d'échinodermes présents et des phases diagénétiques associées. Trois formes de calcite de blocage ont été identifiées :

La **calcite syntaxiale** ou Bcs (Fig. 4.1D et E) se traduit par des surcroissances syntaxiales autour des fragments d'échinodermes. Les premières étapes de la croissance de ces cristaux peuvent être synchrones des ciments isopaques puis se poursuivre lors des phases de précipitation des calcites de blocage. En lumière analysée polarisée (LPA), la Bcs montre une extinction concomitante à celle des bioclastes d'échinodermes. En cathodoluminescence on observe des alternances à haute fréquence et nettes de bandes orange/jaunes à marron, s'expliquant par des modifications de la chimie du fluide pendant la précipitation de la calcite (Fig. 4.1F). La coloration montre également des zonations, confirmant les modifications de la chimie du fluide. Dans toutes les observations faites, la Bcs montre des teintes roses/rouges, signant une calcite non ferreuse. Il s'avère également que la calcite syntaxiale peut, dans des conditions favorables, avoir le même mode de croissance qu'une calcite de blocage (comme décrit ci-après).

La **calcite de blocage 1** ou Bc1 (Fig. 4.1G et 4.1H) se reconnaît en LPA par des cristaux de calcite sparitique et microsparitique de taille variable. En cathodoluminescence, la Bc1 montre des zonations de teintes et de couleurs variables (rouges à orange), plus diffuses et plus étendues que dans la Bcs. En coloration, la Bc1 montre toujours une coloration rose/rouge signant une calcite non ferreuse. La **calcite de blocage 2** ou Bc2 (Fig. 4.1G et H) montre les mêmes critères que la Bc1 en LPA mais se caractérise en cathodoluminescence par l'absence de zonations, elle est d'une teinte marron uniforme et en coloration ressort dans des teintes roses/mauve, montrant ainsi parfois la présence d'un environnement plus réducteur. Ce ciment est également présent en remplissage des micro-fractures.

## **La dolomitisation et la dédolomitisation**

La dolomite est un carbonate de calcium et de magnésium qui se forme par le remplacement de  $CaCO_3$  en  $CaMg(CO_3)_2$ . Cette réaction est contrôlée par le rapport  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  du milieu de précipitation. Cette phase peut être précoce ou bien tardive (i.e. durant l'enfouissement). Dans le cas d'une dolomitisation tardive, celle-ci s'exprime par des rhomboèdres automorphes recoupant les structures sédimentaires et les phases diagénétiques la précédant (Fig. 4.2A et B). A l'affleurement la dolomite subit souvent une dissolution par l'action des eaux météoriques dont le rapport Mg/Ca est relativement faible. Difficilement reconnaissable en LPA et LPNA, seule la coloration permet de déterminer la présence de dolomite. En effet, quand celle-ci n'est pas ferreuse, elle n'est colorée par la solution de coloration surfacique de Dickson. En cathodoluminescence la dolomite se distingue par des teintes rouges vives à zonations nettes alternant entre rouge et noir.

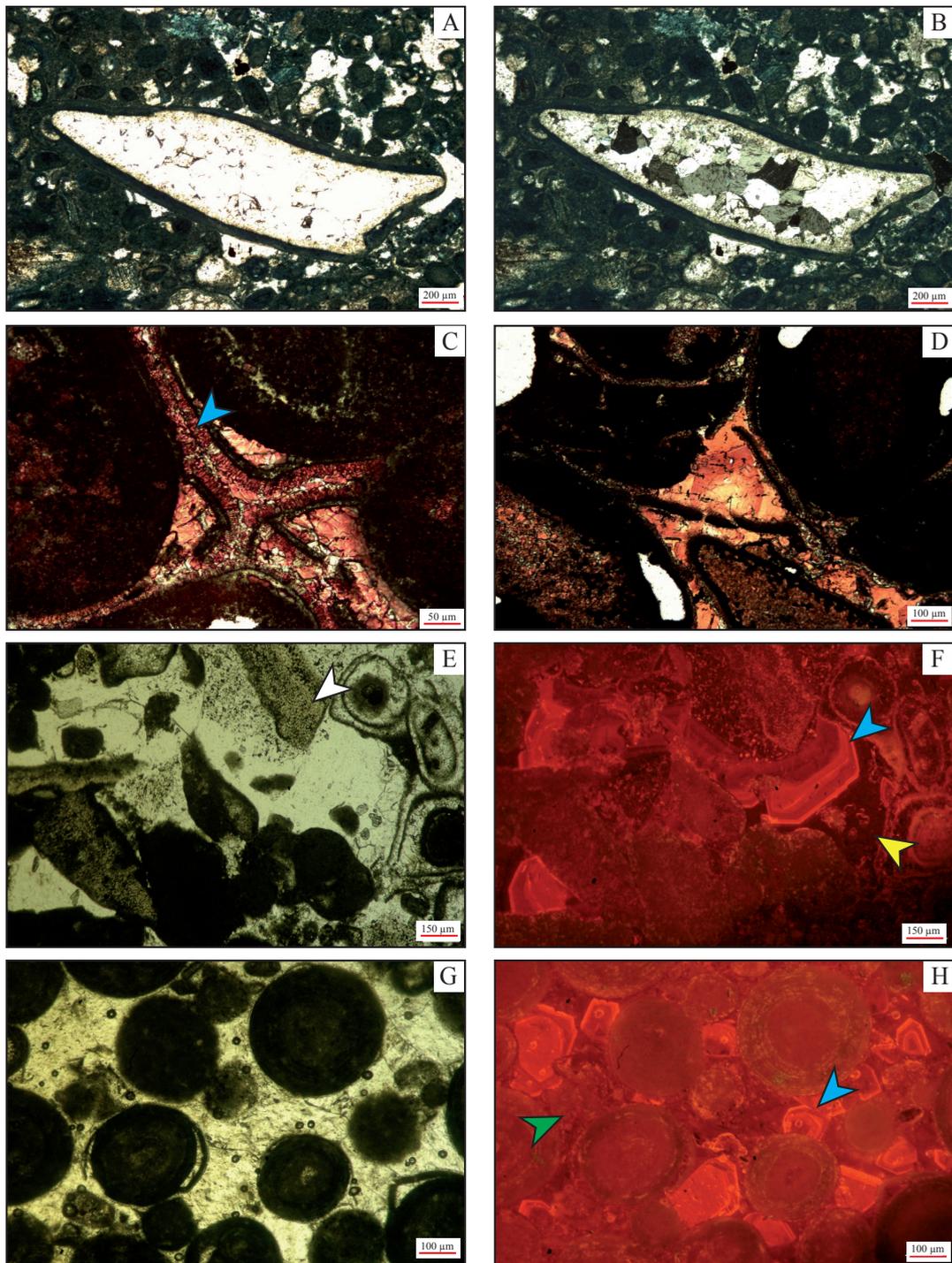


FIGURE 4.1 – Processus diagénétiques, phases biologiques et chimiques. (A) Bioclaste micritisé, échantillon SMB1-1522. (B) Même bioclaste qu'en A, porosité moldique comblée par la cimentation, observée en LPA. (C) Ciment isopaque sur des oolithes desquamées, coloration de Dickson, échantillon Ra02-Y. (D) Calcite de blocage après coloration de Dickson on note la présence de zonations, échantillon Ra02-Y. (E) Oolithes et bioclastes micritisés et fragment d'échinoderme non micritisé (flèche blanche). Une calcite de blocage remplit la porosité primaire, échantillon By04-AX. (F) Même échantillon en cathodoluminescence, on reconnaît au moins deux phases de cimentation. Flèche bleu : ciment syntaxial de teinte orange, montrant des zonations et croissant à partir du fragment d'échinoderme. Flèche jaune : cimentation de blocage Bc2. (G) Oolithes desquamées et ciment de blocage, échantillon By09-X. (H) Même échantillon en cathodoluminescence, on reconnaît deux phases de cimentation de blocage. Flèche bleu : Bc1, montrant des teintes oranges à zonations nettes. Flèche verte : Bc2, teinte marron sans zonations.

### **La desquamation**

La desquamation s'observe dans de nombreux échantillons quelque soit le site étudié (Fig. 4.1C, G et Fig. 4.2C et D). Dans les échantillons présentant une phase de cimentation isopaque, ce ciment est présent sur la partie desquamée, qui est elle-même scellée par les phases de cimentation comme Bcs ou Bc1. La desquamation intervient lorsque la pression lithostatique due à l'enfouissement met en contact les grains. Sous l'effet de la compression, l'enveloppe des oolithes s'ouvre puis est conservée dans cet état lors de la cimentation.

### **L'interpénétration**

Cette phase de compaction met en contact les grains dans des configurations concavo-convexes ou tangentielles (Fig. 4.2C et D). Une perte de la surface totale des grains est alors observée. Lorsque la présence de ciment isopaque est observée, ce ciment pris en étau entre deux oolithes se retrouve entre les deux éléments imbriqués. Dans le cas où les oolithes montrent des interpénétrations concavo-convexes, il en est déduit que les grains (du moins certains) n'étaient pas encore lithifiés et étaient encore relativement mous. L'interpénétration peut être accompagnée de la formation de micro-stylolithes traduisants des processus de pression/dissolution plus tardifs, mais ce phénomène a été très rarement observé dans les carrières de Bourgogne. Ce processus de stylolithisation intervient certainement après l'interpénétration, alors que la compression se poursuit et que tous les grains sont alors indurés.

### **La micro-fracturation**

La micro-fracturation est rarement observée dans nos échantillons. Les micro-fractures sont remplies par les calcites Bc2 et se retrouvent principalement dans le faciès de Lobe Oolithique Progradant et dans le faciès Tidal (Fig. 4.2E et F).

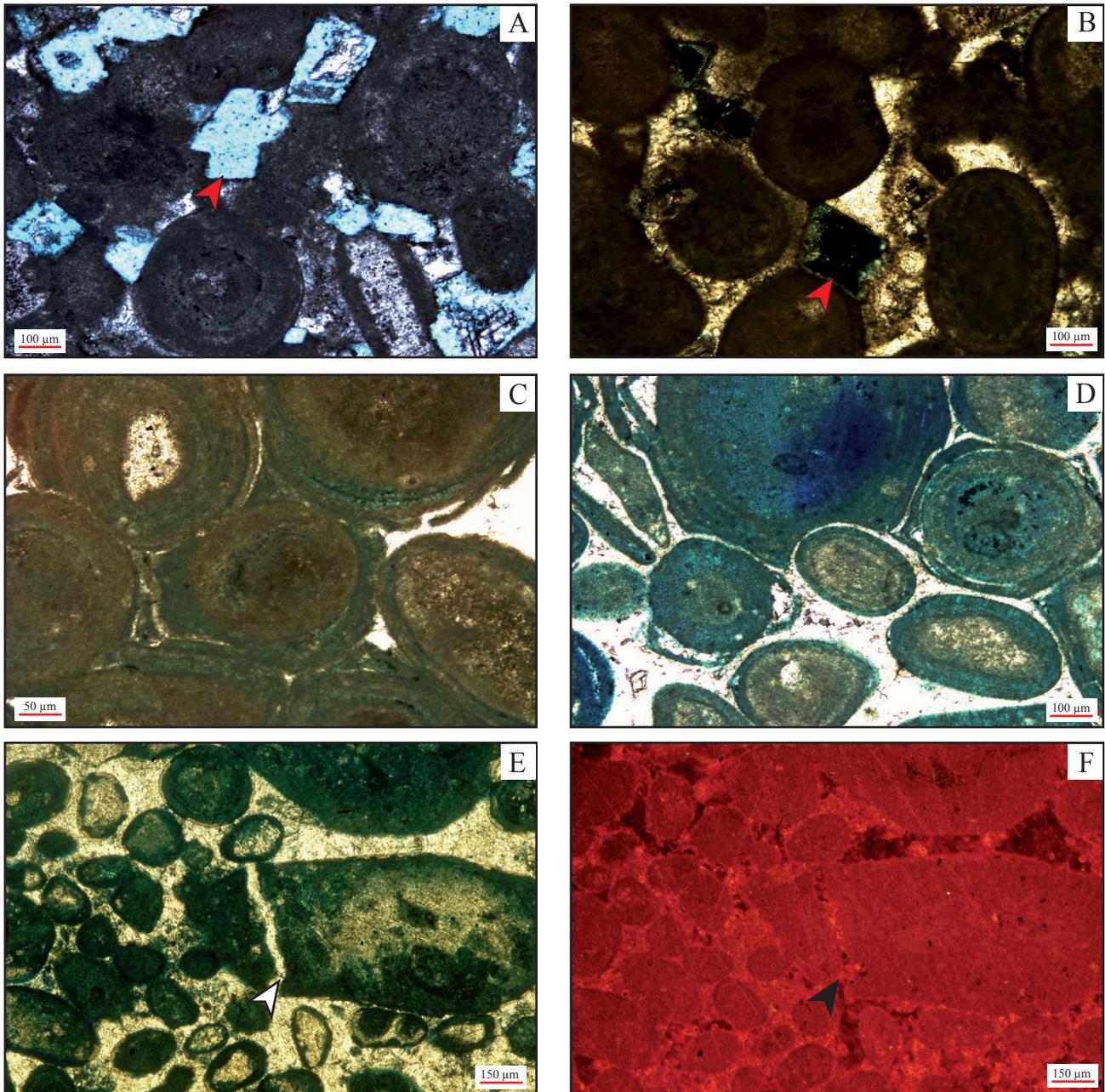


FIGURE 4.2 – (A) Macroporosité moldique révélée par l’inclusion de résine bleue. On remarque les formes rhomboédriques, caractéristiques de la dissolution de dolomite (flèche rouge), échantillon Ma01. (B) Macroporosité moldique rhomboédrique tronquant un élément figuré (flèche rouge), échantillon Ma02-B. (C) Oolithes imbriquées, l’interpénétration permet alors de connecter la porosité intraparticulaire, échantillon By08. (D) Oolithes desquamées et imbriquées, on constate la présence d’un ciment isopaque autour des oolithes empêchant la connexion de la microporosité intraparticulaire, échantillon SMB1-1455. (E) Micro-fracturation dans un élément figuré (flèche blanche), cliché en lumière naturelle de l’échantillon SMB1-1531. (F) Même micro-fracture en cathodoluminescence, la micro-fracture est scellée par au moins deux phases de précipitation, la Bc2 et la dolomitisation.

## 4.2 Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur sud-est du bassin

Les échantillons des trois carrières de Bourgogne montrent la présence de l'ensemble des phases diagénétiques précédemment décrites (Fig. 4.3). Dans la partie Sud-Est, la première phase observée est la micritisation qui affecte les oolithes comme les bioclastes. Cette phase est notée principalement dans des environnements peu profonds et peut intervenir directement, ou juste sous, le fond marin. La porosité moldique créée lors de la dégradation de la matière organique et la dissolution de l'aragonite est remplie par des cristaux de calcite drusique dont la taille augmente vers le centre des pores (Flügel, 2004). La dissolution précoce de l'aragonite dans les environnements marins phréatiques est un phénomène connu dans les mers calcitiques que connaît la période Jurassique (Sandberg, 1983). Quand ils sont présents, les ciments isopaques forment une couche autour des allochems. La coloration des ciments isopaques indique une calcite non ferreuse et donc un environnement du type marin phréatique (Tucker et al., 1990).

La calcite syntaxiale représente un environnement diagénétique du type marin phréatique également. La calcite de blocage Bc1 présente des zonations en cathodoluminescence ce qui indique des modifications chimiques du fluide parent durant la précipitation. La couleur rose à rouge obtenue après coloration correspond à une calcite non ferreuse. Cette phase fait directement suite à la calcite de surcroissance syntaxiale. La seconde phase de calcite de blocage BC2 ne présente pas de zonations en cathodoluminescence ce qui peut indiquer un fluide diagénétique parent dont la composition chimique reste stable pendant la précipitation. La coloration rose à mauve est interprétée comme signant une calcite non ou très peu ferreuse ce qui indique que l'environnement dans lequel précipite Bc2 est plus réducteur (Lindholm & Finkelman, 1972). Ces résultats sont caractéristiques d'une précipitation dans un environnement sous enfouissement, sûrement plus profond dans le cas de Bc2.

La chronologie de mise place des phases liées à la compaction est plus complexe et le début de ces phases intervient très sûrement après le début de mise en place de la cimentation syntaxiale mais avant, voire au commencement, de la cimentation de blocage. Quand la cimentation isopaque est absente, les bords desquamés sont entourés par des ciments tardifs, i.e. syntaxiaux ou de blocage. L'interpénétration est rarement présente dans les échantillons présentant de la cimentation isopaque. On note toutefois qu'il est possible de conserver de la cimentation isopaque lors de l'interpénétration (Fig. 4.2D). La paragenèse du secteur sud-est est présentée dans la Figure 4.4. Dans le détail, des différences dans la paragenèse sont cependant observables entre les différents sous-faciès sédimentologiques :

- Tidal : forte interpénétration et surface de cimentation, absence de dédolomitisation.
- Shoal Oolithique : absence de cimentation isopaque.
- Lobe Oolithique Progradant : présence de dédolomitisation, la désquamation est rarement observée.

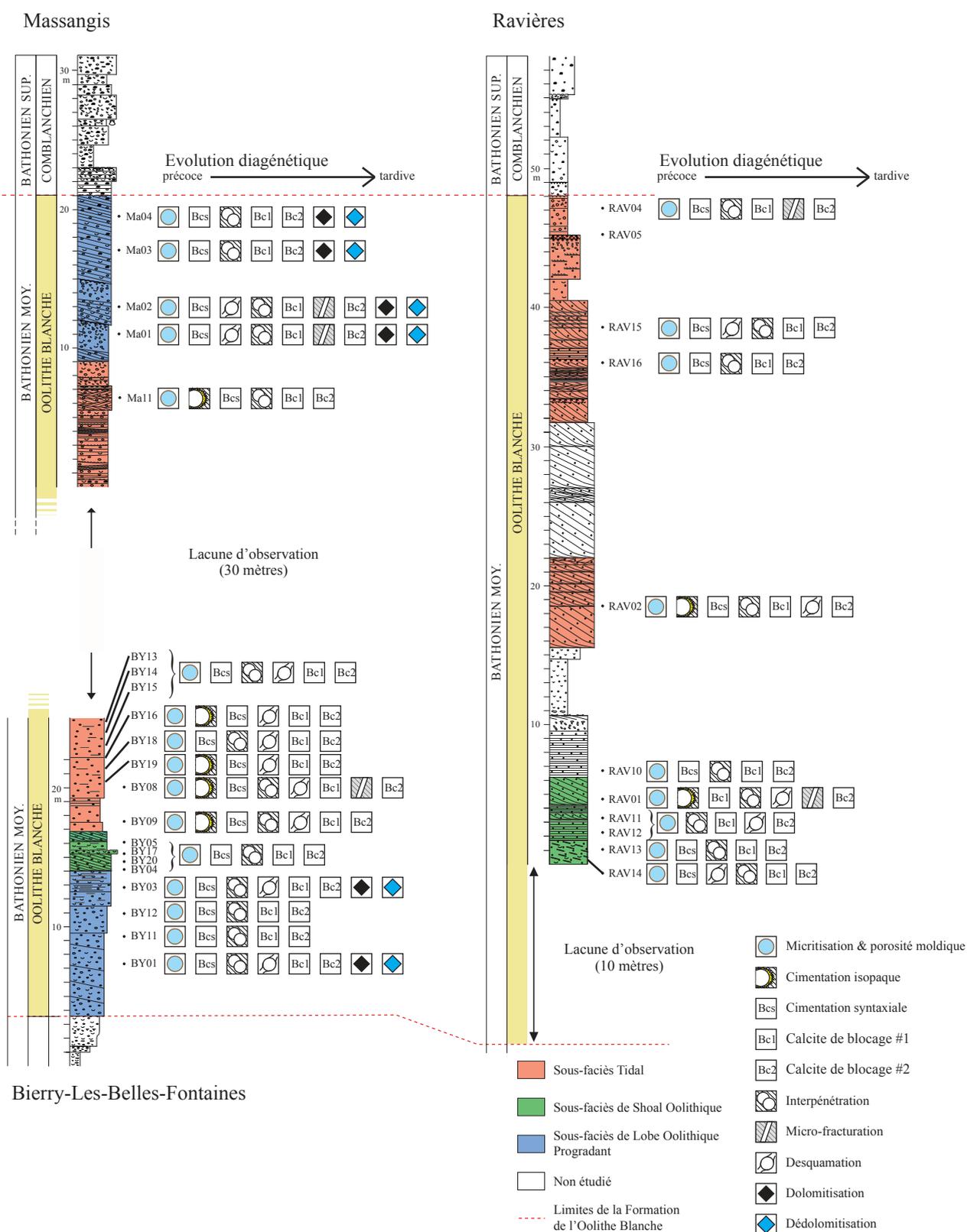


FIGURE 4.3 – Logs stratigraphiques des carrières de Bourgogne (secteur sud-est) du bassin de Paris. Pour chaque échantillon les phases diagenétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition. (RAV = Ravières, BY = Bierry-Les-Belles-Fontaines, MA = Massangis.)

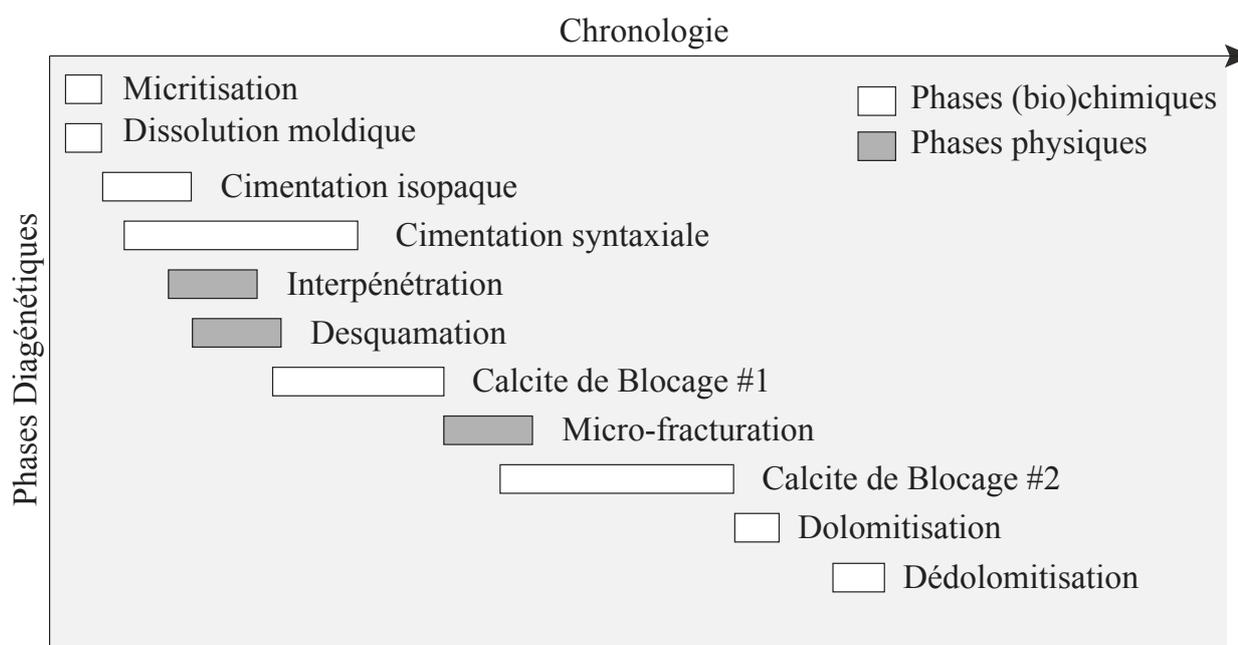


FIGURE 4.4 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le secteur sud-est du bassin de Paris.

### 4.3 Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur médian du bassin

#### 4.3.1 Le puits de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB1)

Les échantillons étudiés du forage SMB1 montrent les mêmes phases diagénétiques que celles observées en Bourgogne (Fig. 4.5). Globalement il est observé que : (1) les phases de micritisation et de dissolution des tests aragonitiques s'observent dans tous les échantillons, (2) la cimentation isopaque n'est pas présente dans tous les échantillons mais se retrouve sur l'ensemble de la formation, la cimentation syntaxiale, la calcite de blocage 1 et la dolomite se retrouvent dans une grande majorité des échantillons, (4) l'imbrication est présente dans la majorité des échantillons, (5) la desquamation se retrouve principalement au toit et à la base de la formation, (6) la fracturation est reconnue depuis le toit de la formation jusqu'à sa base et la stylolithisation n'est observée que sur deux échantillons (SMB1-1437 et SMB1-1491).

En ce qui concerne la cimentation, toutes les phases rencontrées dans les analogues de terrain s'observent également dans le puits de Saint-Martin-de-Bossenay. On peut néanmoins souligner deux points : (1) en plus des ciments isopaques fibreux, on rencontre des ciments isopaques palissadiques ; les cristaux ne sont ni équigranulaire ni fibreux et sont disposés de manière hétérogène à la surface des oolithes et (2) on observe de la dolomite, mise en évidence en cathodoluminescence par sa teinte, sa géométrie et ses zonations particulières (Fig. 4.6A et B), elle apparaît rose après coloration surfacique (Fig 4.6C et D), signe d'une transformation minéralogique en calcite. Ceci peut être interprété comme un début de dédolomitisation sans formation de macroporosité.

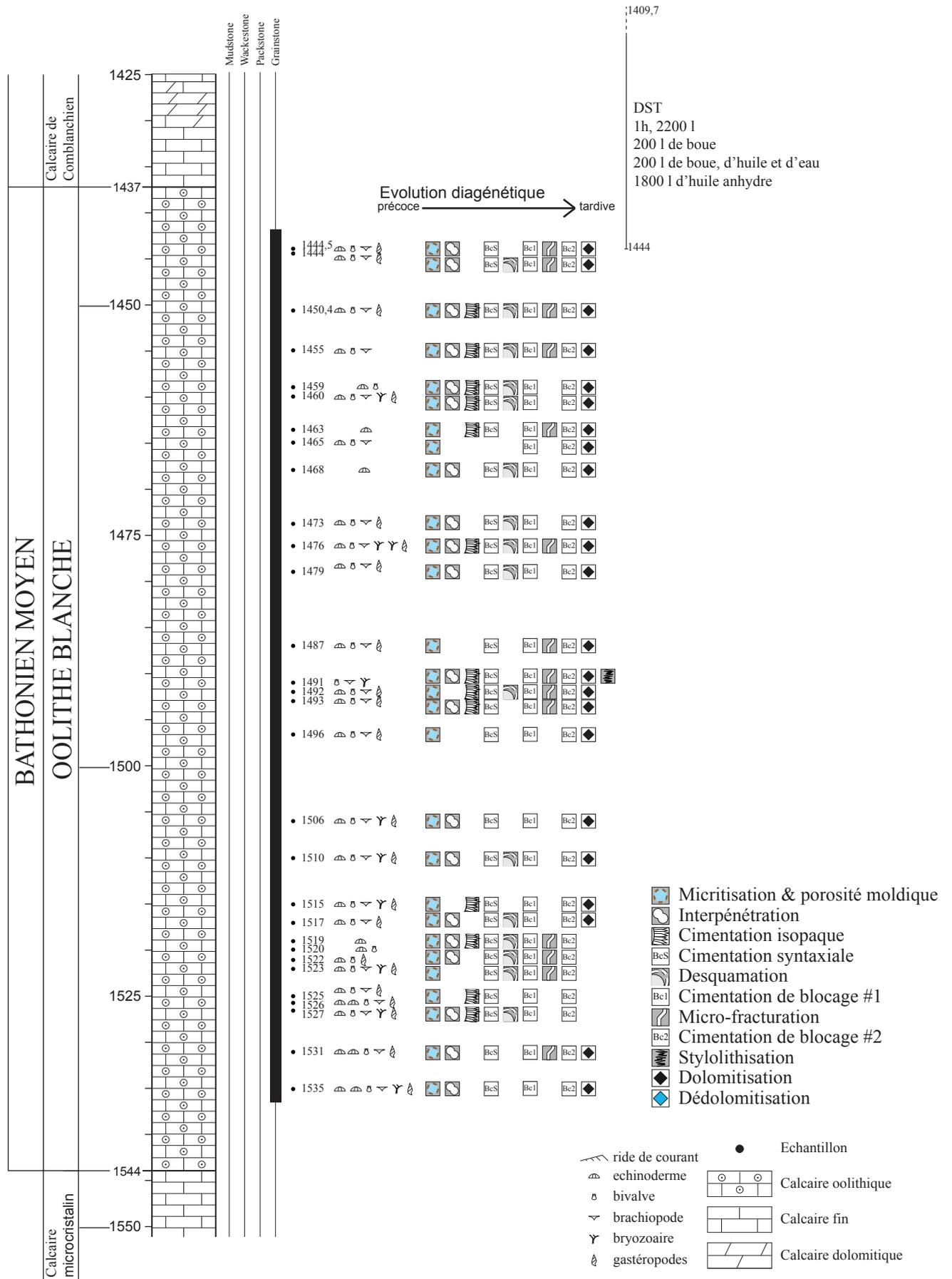


FIGURE 4.5 – Log du puits SMB-1. Pour chaque échantillon les phases diagenétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition.

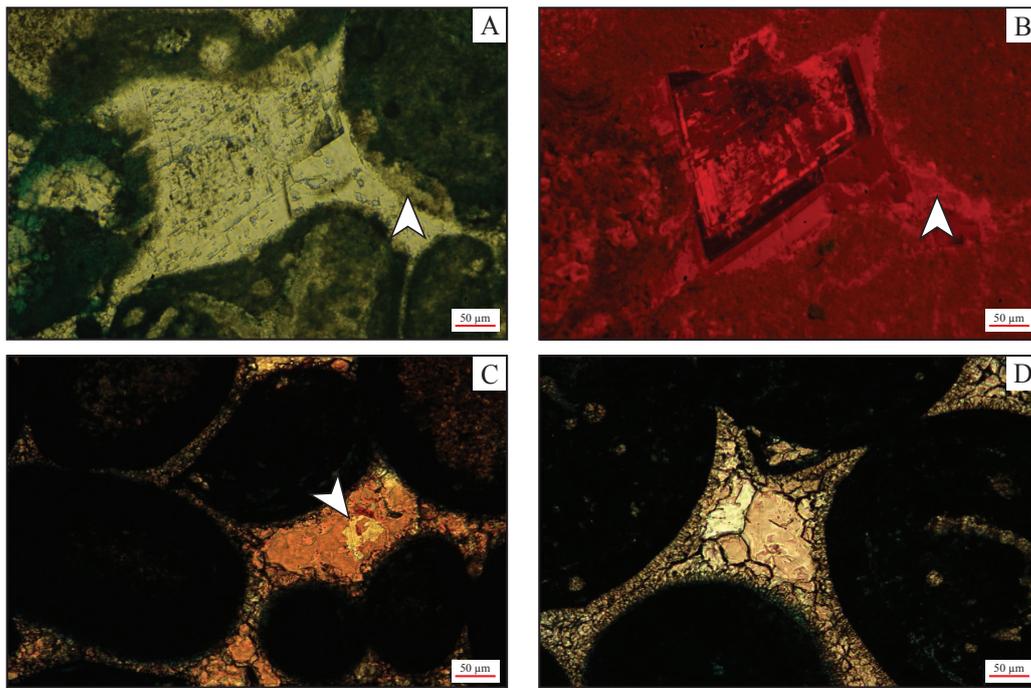


FIGURE 4.6 – Processus diagénétiques et phases chimiques et physiques observés dans le champ de Saint-Martin de Bossenay. (A) Cimentation calcitique observée en lumière naturelle, on remarque que la résine colorée n'a pas pénétré dans certaines parties des oolithes (flèche blanche), signant une microporosité intraparticulaire anormalement comblée, échantillon SMB1-1555. (B) Même zone que (A) en cathodoluminescence, on observe la présence d'un cristal de forme rhomboédrique, dont les contours viennent tronquer les éléments figurés (flèche blanche). (C) et (D) Observation en lumière naturelle après coloration surfacique de Dickson. On remarque la teinte rose de la calcite de blocage, caractéristique d'une calcite non ferreuse. On remarque également la présence au centre de la plage de calcite d'une zone non colorée (flèche blanche), indiquant la présence de dolomite, échantillon SMB1-1455 et SMB1-1463.

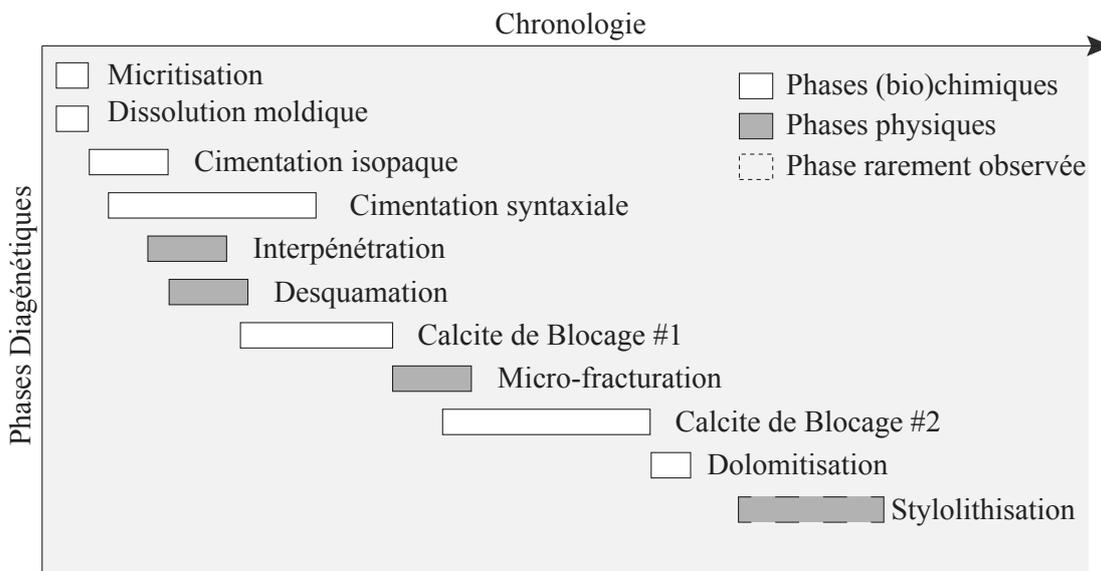


FIGURE 4.7 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le puits de Saint-Martin-de-Bossenay. La styolithisation est une phase physique associée à des phénomènes de dissolution chimique.

Dans certains échantillons (SMB1-1437 et SMB1-1491, Fig 4.2E et 4.2F) la présence de stylolithes est observée. Ceux-ci recoupent les fractures et tous les éléments en place. Du fait qu'ils recoupent les phases de fracturation, la stylolithisation est vraisemblablement la phase la plus tardive dans l'histoire diagénétique de Saint-Martin de Bossenay. La paragenèse du puits de Saint-Martin-de-Bossenay (Fig. 4.7) est donc sensiblement similaire à celle connue sur la bordure Sud-Est, à la différence qu'il n'y est jamais observé de dédolomitisation et donc de macroporosité moldique associée.

### **4.3.2 Le puits de Mailly-le-Camp (MA1)**

Les phases diagénétiques et la chronologie de mise en place de celles-ci sont assez similaires au puits de SMB1 (Fig. 4.8). On remarque néanmoins que la cimentation isopaque est plus souvent observée dans ce puits. La calcite de blocage Bc1 est similaire à celle décrite précédemment (Fig. 4.9 A, B, C et D). La calcite de blocage BC2 montre, après coloration, des teintes rose à violet, parfois tirant vers le bleu, signe d'une calcite plus ferreuse que dans les sites précédemment étudiées (>2,5% de Fer). Cette observation indique que l'environnement diagénétique lors de la précipitation de Bc2 était plus réducteur à cet endroit. Tout comme à Saint-Martin de Bossenay, on reconnaît la présence de dolomite (Fig. 4.9 D), caractérisée par l'absence de coloration après passage au protocole de Dickson. On note cependant la présence de dédolomitisation. Les phases associées à la compaction sont très souvent représentées et on remarque la forte présence de l'interpénétration, de la desquamation ainsi que de la micro-fracturation dans ce puits (Fig. 4.9 A et C). La paragenèse de ce puits est présente Figure 4.10.

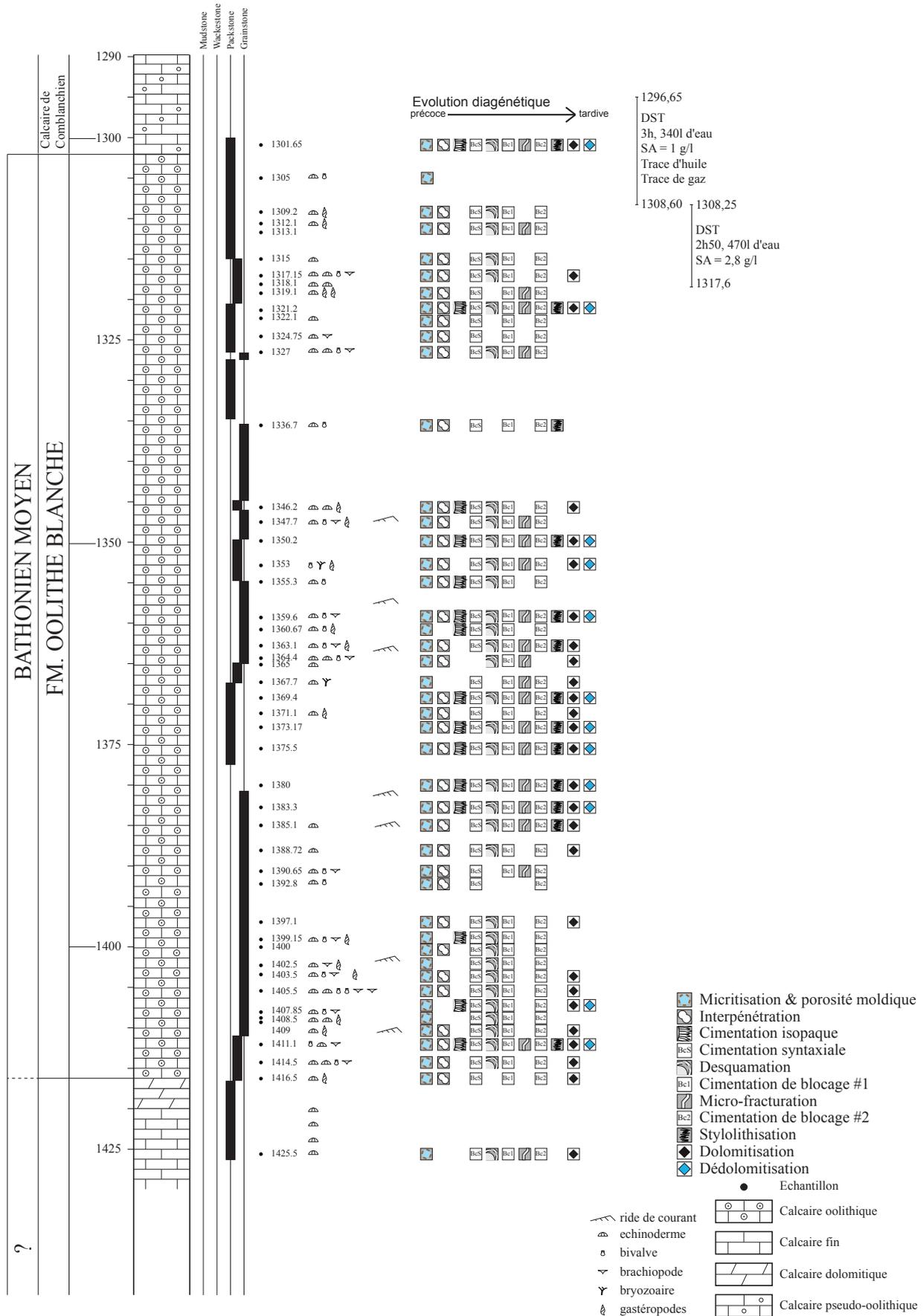


FIGURE 4.8 – Log du puits Mailly-Le-Camp. Pour chaque échantillon les phases diagenétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition.

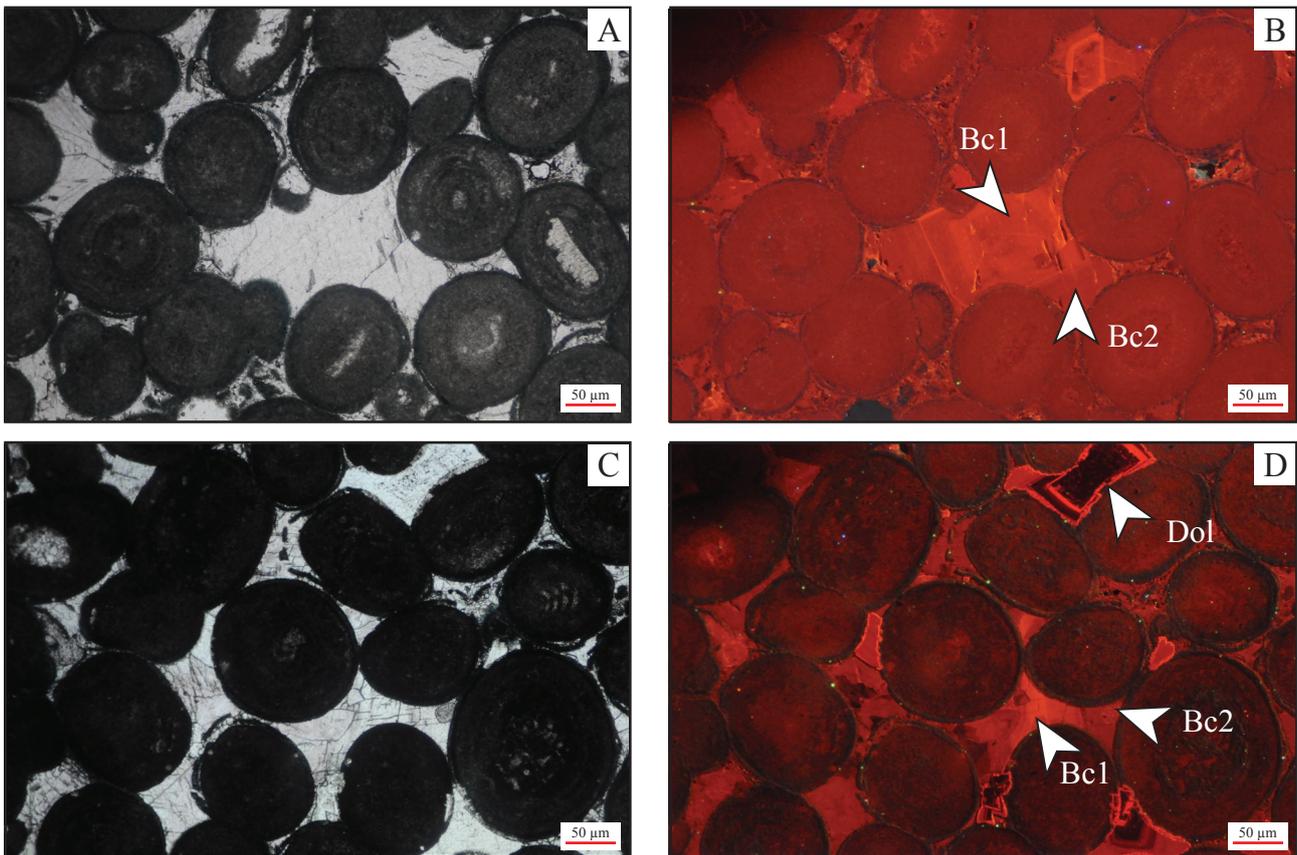


FIGURE 4.9 – Phases diagénétiques observées dans le puits de Mailly-Le-Camp. (A) Oolites dans l'échantillon Ma-1385 observé en lumière naturelle. (B) Même échantillon observé en cathodoluminescence. Les deux phases de cimentation de blocage Bc1 et Bc2 sont exprimées et présentent les mêmes caractéristiques que celle observées dans le secteur sud-est et à Saint-Martin-de-Bossenay. (C) Echantillon MA-1363 observé en lumière naturelle. (D) Même échantillon observé en cathodoluminescence. En plus des calcites de blocage Bc1 et Bc2 on remarque la présence de dolomite (Dol) aux caractéristiques identiques à celles reconnues à Saint-Martin-de-Bossenay.

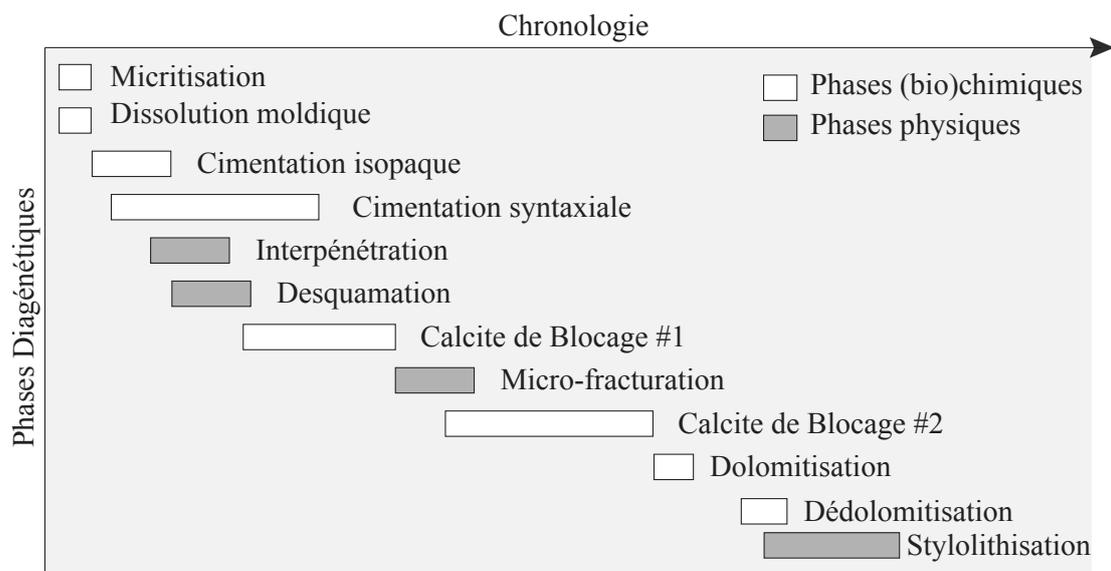


FIGURE 4.10 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le puits de Mailly-Le-Camp. La stylolithisation est une phase physique associée à des phénomènes de dissolution chimique.

### **4.3.3 Le puits de Saint-Brice (SB101)**

L'étude du puits de Saint-Brice a montré une paragenèse sensiblement similaire à celle des puits de Saint-Martin de Bossenay et Mailly-le-Camp (Fig. 4.11). Les ciments isopaques, comme les calcites de blocage montrent les mêmes caractéristiques que celles observées dans le puits de Saint-Martin de Bossenay (Fig. 4.12 A et B). Ces deux phases présentent une coloration rouge/rose signant une calcite non ferreuse précipitée dans un milieu oxydant. Néanmoins, on observe la présence de dolomite ferreuse, colorée en bleu, parfois tendant vers le vert, signant un environnement plus réducteur lors de la précipitation de la dolomite (Fig. 4.12 C et D). Tout comme à Saint-Martin-de-Bossenay, il n'y a pas de dédolomitisation. L'interpénétration ainsi que la cimentation isopaque sont des phases fortement présentes dans ce site. De ce fait, on observe souvent la cimentation isopaque piégée dans les contacts concavo-convex entre les grains lors de l'interpénétration (Fig. 4.12 E). Il n'y a donc pas de connexion du réseau microporeux intraparticulaire dans ce cas. La paragenèse du puits est présentée Figure 4.13.

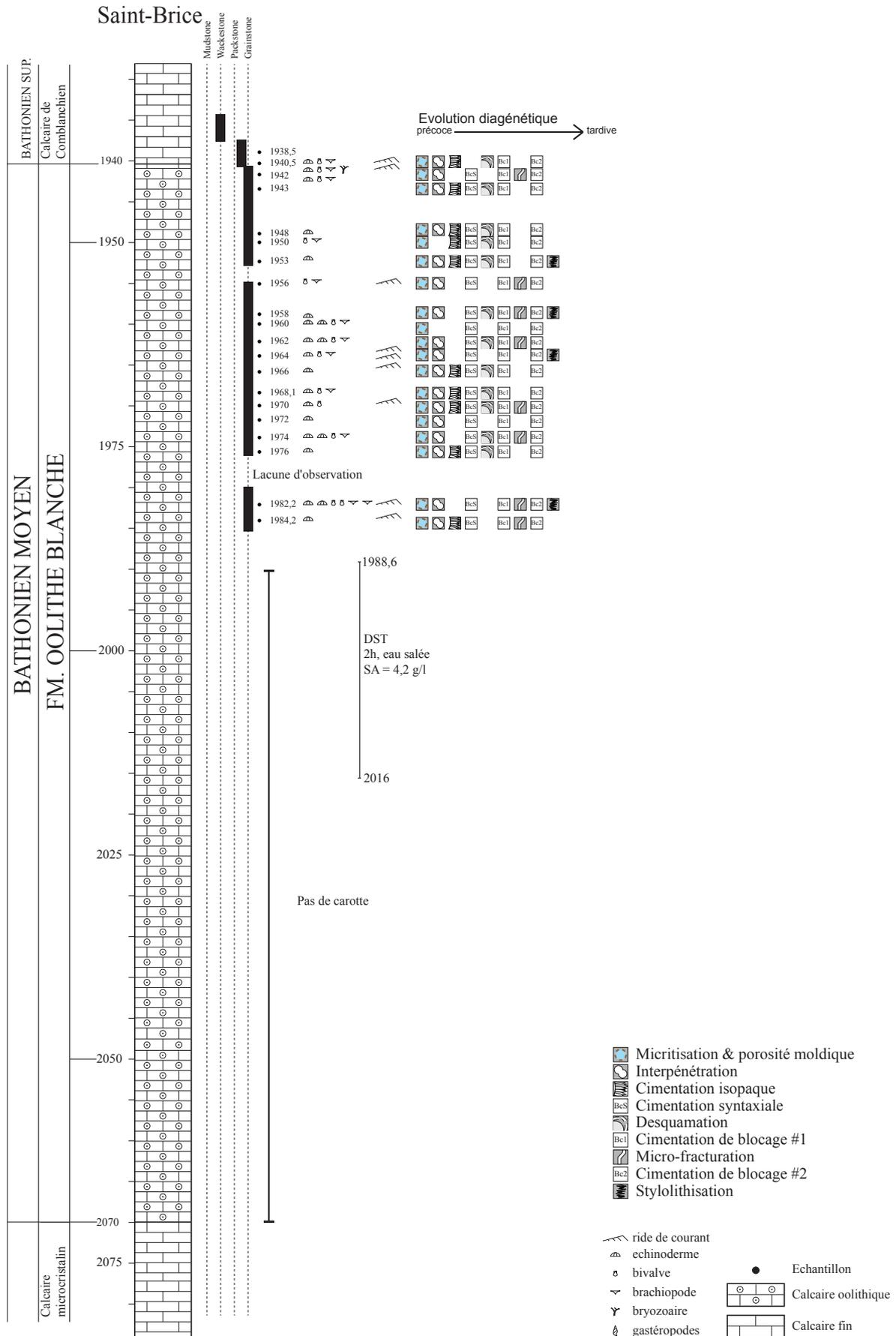


FIGURE 4.11 – Log du puits Saint-Brice. Pour chaque échantillon les phases diagenétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition.

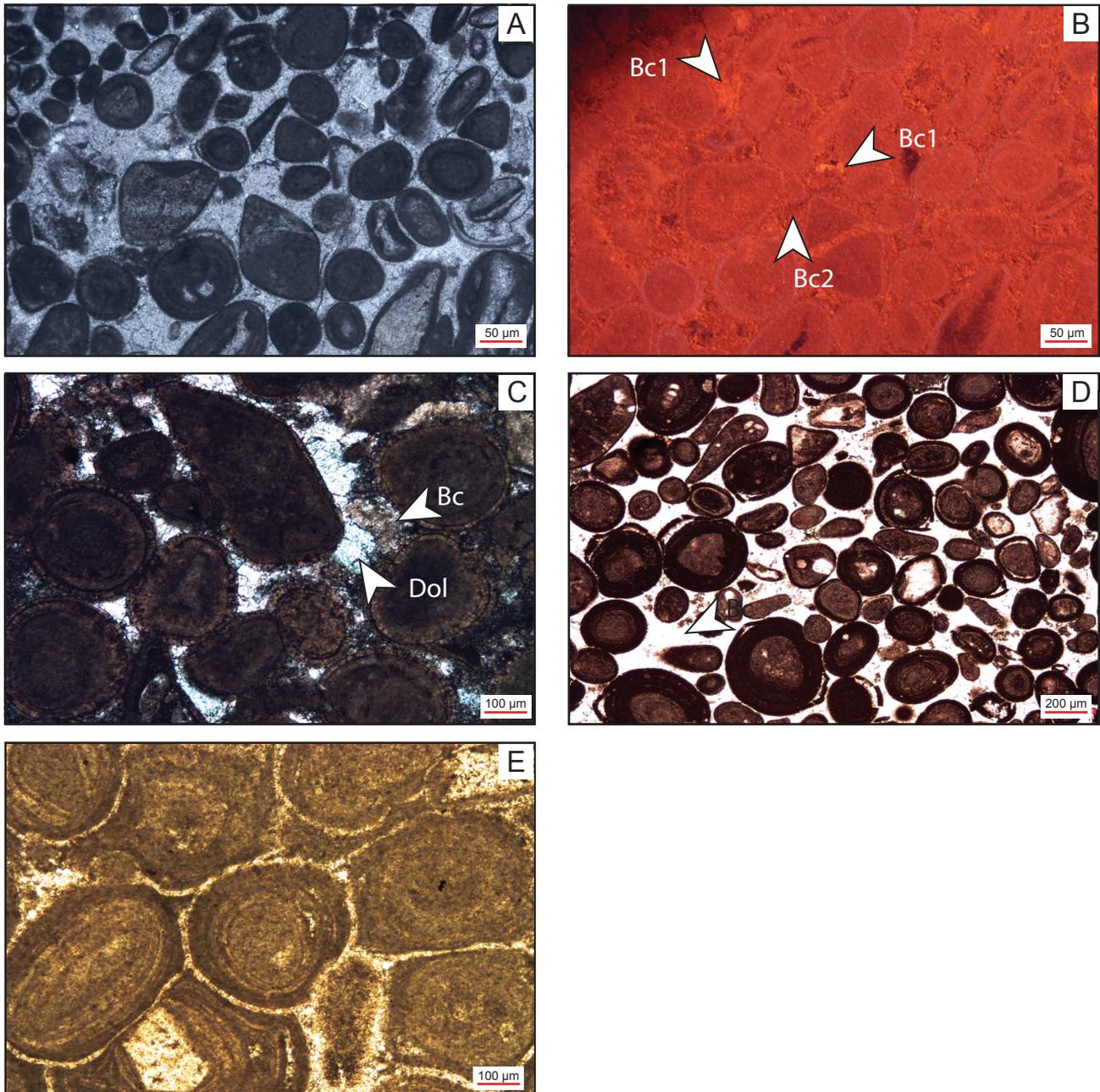


FIGURE 4.12 – Phases diagenétiques observées dans le puits de Saint-Brice. (A) Échantillon SB-1960 en lumière naturelle. (B) Même échantillon observé en cathodoluminescence. Les calcites de blocages Bc1 et Bc2 sont reconnues. (C) Échantillon SB-1964 après coloration surfacique. On note la présence de cristaux bleu-vert, signant la présence de dolomite ferreuse. (D) Échantillon SB-1976 après coloration surfacique. Les calcites de blocages tout comme la cimentation isopaque ont une teinte rose, signant une calcite non ferreuse. (E) Échantillon SB-1940,5 observé en LPNA. La cimentation isopaque est piégée entre les grains lors de la compaction.

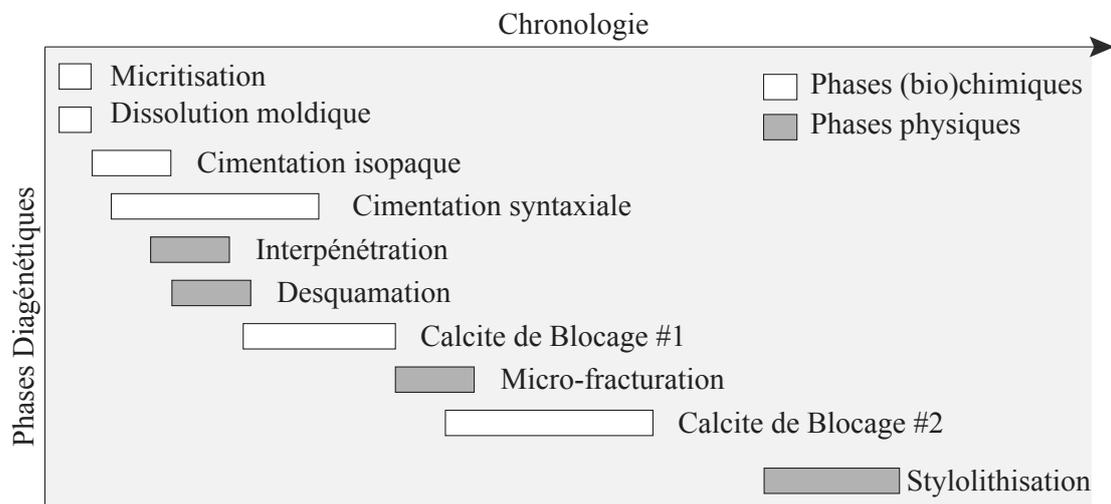


FIGURE 4.13 – Chronologie relative de mise en place des phases diagenétiques reconnues dans le puits de Saint-Brice. La stylolithisation est une phase physique associée à des phénomènes de dissolution chimique.

#### 4.3.4 Bilan sur la paragenèse dans le secteur médian

Suite à l'étude de ces trois puits, il apparaît que la paragenèse du secteur médian (Fig. 4.14) est sensiblement identique à celle du secteur sud-est. Les différences s'observent quand on s'éloigne des carrières de Bourgogne vers le centre du bassin. En effet (1) la dédolomitisation, phase la plus tardive dans le secteur sud-est est observée uniquement dans le puits de Mailly-Le-Camp, celui-ci étant par ailleurs le plus proche du secteur sud-est et (2) on note la présence de stylolithisation, phase absente dans le secteur sud-est. L'histoire diagénétique du secteur médian est caractérisé par des phases allant de l'éogénèse à la mésogénèse. Le puis de de Saint-Brice est marqué par une présence importante de cimentation isopaque s'étant mise en place avant la compaction et piégée lors de l'interpénétration des grains.

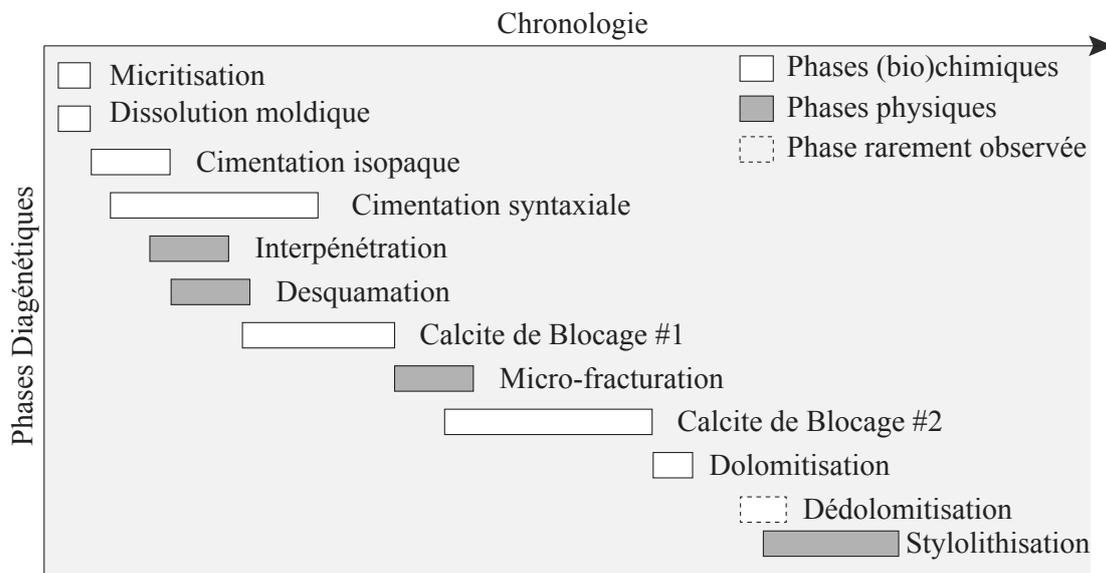


FIGURE 4.14 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques pour le secteur médian. La stylolithisation est une phase physique associée à des phénomènes de dissolution chimique.

## 4.4 Paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche dans le secteur central du bassin

### 4.4.1 Le puits géothermique de Sucy-en-Brie (GSUC3)

L'étude du forage géothermique de Sucy-en-Brie (forage GSUC3) a été réalisée grâce aux *cuttings* récupérés pendant le forage. Du fait de leur taille (< 1 mm) et de leur degré de conservation, l'analyse diagénétique n'a pas pu être aussi approfondie que pour les sites précédents. Parmi les problèmes rencontrés, le plus complexe à résoudre a été la réalisation de lames minces, néanmoins le protocole mis en place spécialement pour ce matériel s'est avéré efficace (cf. chapitre 4, p.58).

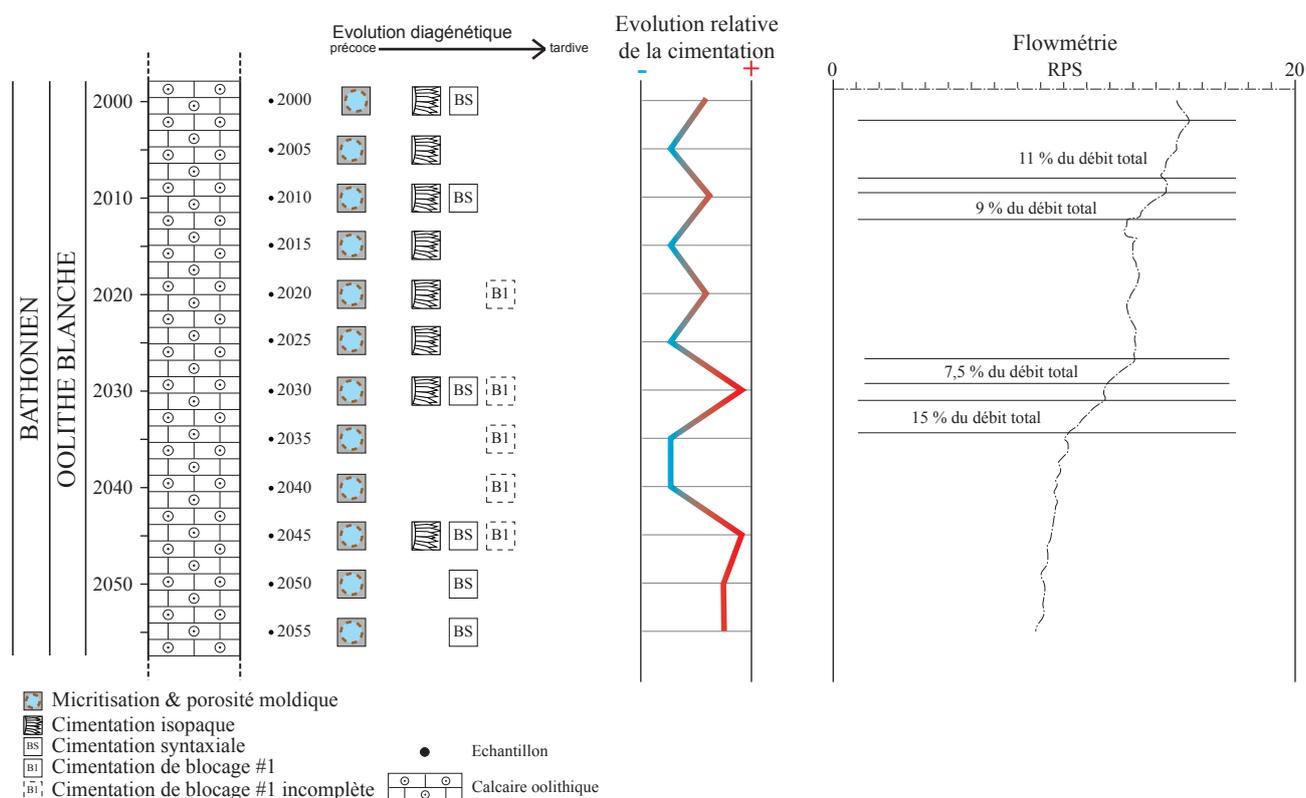


FIGURE 4.15 – Log du puits Sucy-en-Brie. Pour chaque échantillon les phases diagénétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition.

Lors de l'inventaire des phases diagénétiques présentes (Fig. 4.15) nous avons remarqué que :

- (1) il existe une forte porosité interparticulaire, très souvent observée dans les *cuttings* (Fig. 4.16A et B),
- (2) certains *cuttings* présentent des ciments isopaques autour d'oolithes bien observables en LPA et en cathodoluminescence (Fig. 4.16C et D),
- (3) dans certains échantillons on observe la présence de fragments d'échinodermes et d'un ciment syntaxial associé *Bcs* et
- (4) on note également la présence d'une phase de cimentation calcitique de blocage, autre que syntaxiale, qui présente deux particularités : cette cimentation est soit partielle, la porosité primaire restant conservée, soit totale, la porosité interparticulaire étant dans ce cas entièrement comblée. En cathodoluminescence comme au MEB, ces ciments ne montrent pas de signes d'altération ou de dissolution, les zonations à l'intérieur des cristaux sont visibles et se suivent sans interruptions.

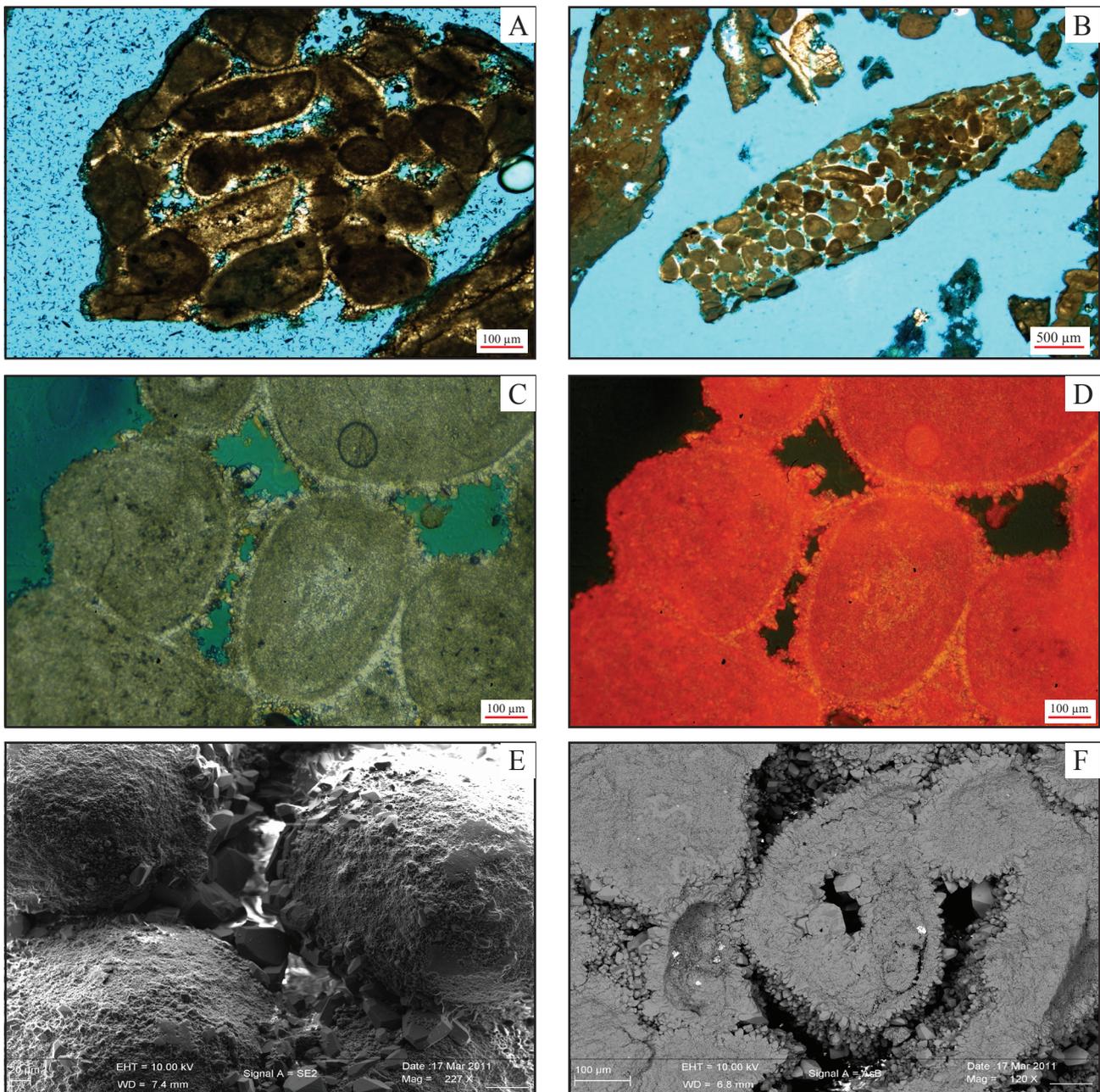


FIGURE 4.16 – Phases diagénétiques observées dans les *cuttings* du puits géothermique de Sucy en Brie, GSUC3. (A) Oolithes et bioclastes, échantillon GSUC3-2025. On remarque la présence d'un ciment isopaque autour des éléments. La macroporosité interparticulaire est mise en évidence par l'inclusion d'une résine bleue. (B) Échantillon GSUC3-2030, on remarque la forte macroporosité interparticulaire de ce *cutting*, mise en évidence par la résine bleue. (C) Échantillon GSUC3-2020 observé en lumière naturelle. La présence d'une phase précoce de cimentation, non isopaque, est observée. (D) Même échantillon en cathodoluminescence. On remarque la présence d'un liseré de teinte jaune au pourtour de l'oolithe et d'un second liseré de teinte orange, avec des caractéristiques proches de celles définies pour Bc1. (E) Cliché MEB de l'échantillon GSUC-3 2030. On note un début de cimentation de blocage commençant à remplir l'espace interparticulaire. Les cristaux sont automorphes et ne présentent pas de golfes de dissolution. (F) Cliché MEB sur une cassure nette. On remarque au centre de l'allochem (non identifié) un pore moldique intraparticulaire en cours de remplissage par de la cimentation de blocage. Ce remplissage est incomplet. La cimentation intraparticulaire ne présente pas de traces de dissolution.

Cette phase de cimentation présente également les mêmes caractéristiques que la Bc1 définie dans les analogues de terrain (Fig. 4.16E et F)

La coloration de Dickson nous a permis d'observer la nature calcitique des ciments qui apparaissent teintés en rose, signant une calcite non ferreuse dans tous les échantillons étudiés.

#### **4.4.2 Le puits de Banthelu (BA1)**

L'étude du puits de Banthelu a confirmé la présence dans le secteur central d'un intervalle non cimenté en accord avec l'analyse sur cuttings réalisée dans le puits de Sucy en Brie (Fig. 4.17 et Fig. 4.18 A). Les premières phases diagénétiques rencontrées sont identiques à celles observées dans les secteurs sud-est et médian : micritisation, dissolution moldique, cimentation isopaque et syntaxiale (Fig.4.18 B). On rencontre également les phases de desquamation et d'interpénétration. Les phases de cimentation isopaque et syntaxiale présentent une coloration rose/rouge signant une calcite non-ferreuse indiquant un environnement oxydant. La cimentation de blocage Bc1 présente une coloration rose/rouge à la bordure des grains, signant une calcite non-ferreuse et montre, dans certains échantillons, une coloration violet/bleu au centre (Fig.4.18 C), signant une calcite ferreuse. Ces observations indiquent que le milieu diagénétique évolue pendant la précipitation de Bc1, allant d'un environnement réducteur à un environnement plus oxydant.

On note l'absence totale du second ciment de blocage Bc2, ceci même dans les intervalles bien cimentés. On observe la présence de macroporosité interparticulaire représentant la fraction résiduelle de la porosité initiale. L'absence de golfe de dissolution et la morphologie des cristaux de Bc1 confirme qu'il s'agit d'un arrêt de la précipitation de calcite plutôt que d'une dissolution de celle-ci (Fig.4.18 D et E).

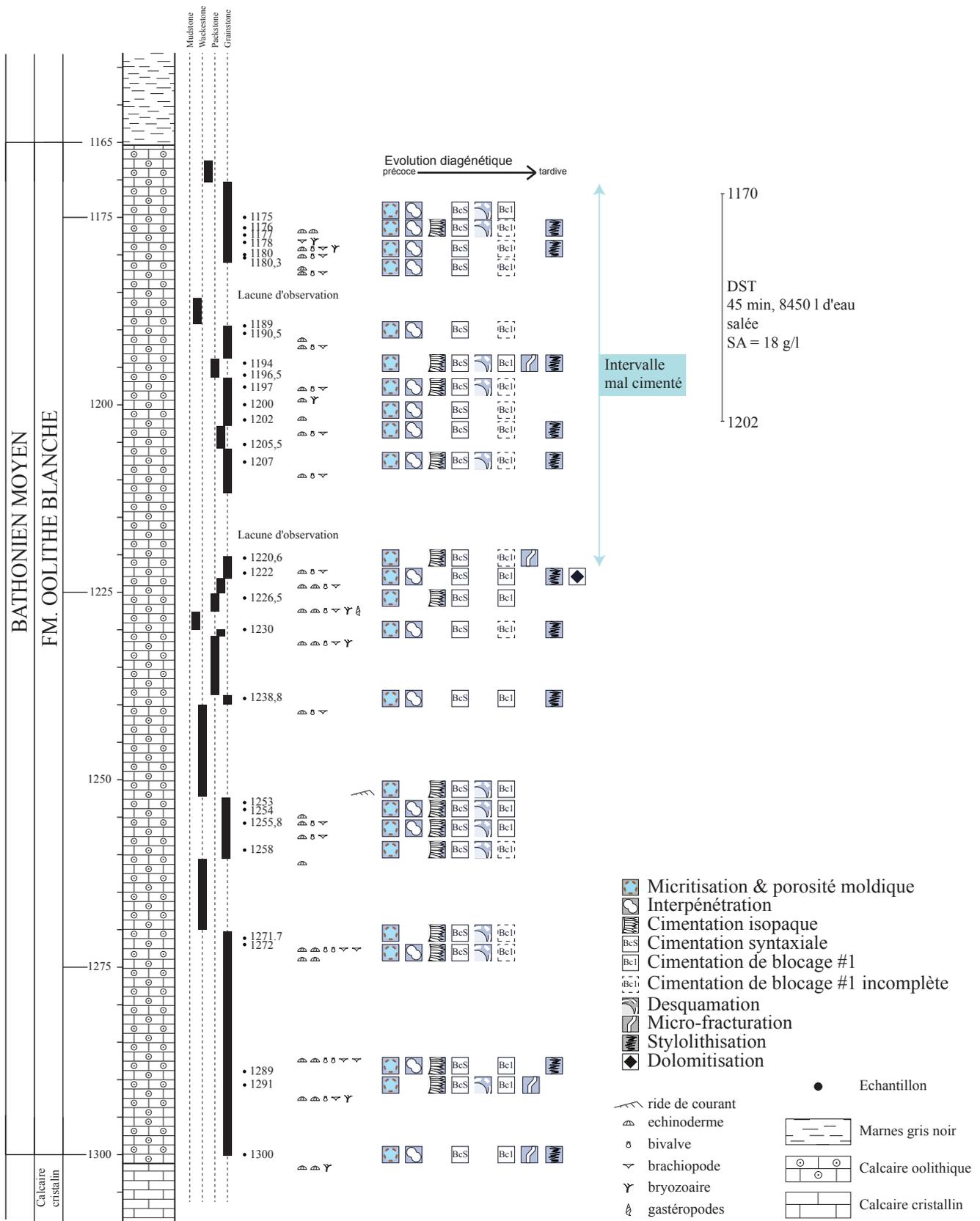


FIGURE 4.17 – Log du puits Banthelu. Pour chaque échantillon les phases diagenétiques sont représentées par un symbole, de gauche à droite, dans l'ordre chronologique d'apparition.

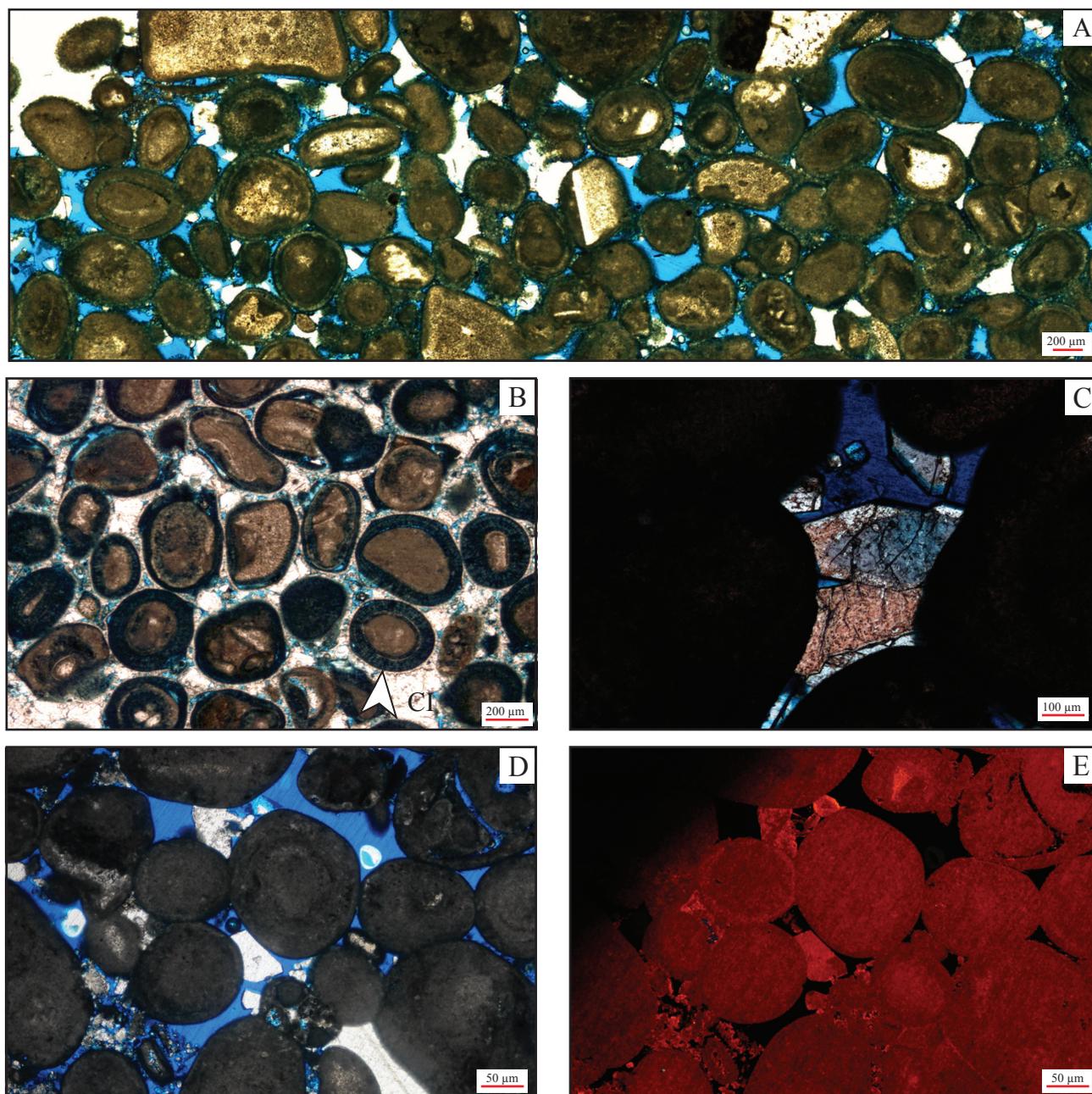


FIGURE 4.18 – Phases diagénétiques observées dans le puits de Banthelu. (A) Echantillon BA-1180 observé en lumière naturelle. Échantillon représentatif de l'intervalle producteur reconnu au top de la carotte. (B) Oolithes dans l'échantillon BA-1253, on remarque la présence d'un ciment isopaque autour des éléments. La macroporosité interparticulaire est mise en évidence par l'inclusion d'une résine bleue. Echantillon représentatif de l'intervalle relativement bien cimenté à la base de la carotte. (C) Echantillon BA-1202, cimentation de blocage après coloration de surface. On note la présence d'une coloration bleue au centre du cristal, signant une calcite ferreuse. (D) Echantillon BA-1202 observé en lumière naturelle. On note la faible microporosité intraparticulaire à la périphérie des grains. (E) Même échantillon observé en cathodoluminescence. Les calcites dans l'espace poreux interparticulaire ne présentent pas de dissolutions.

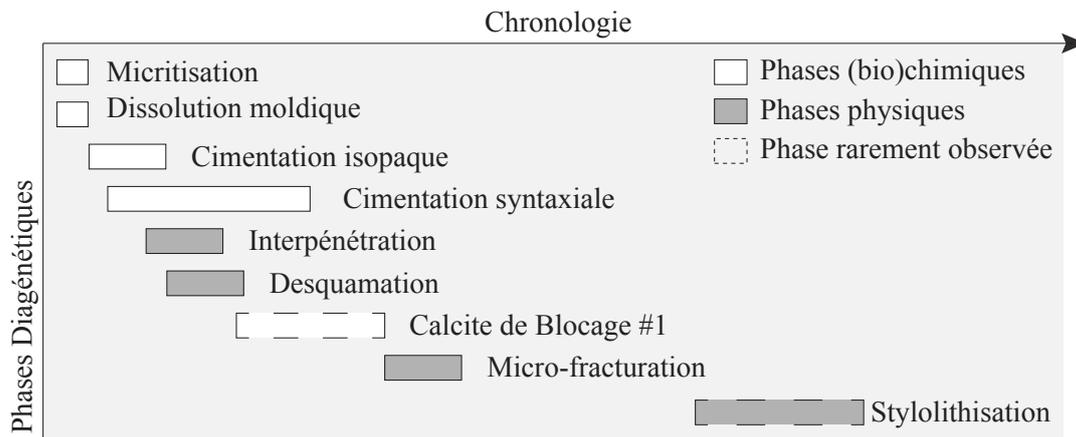


FIGURE 4.19 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans le secteur centre. La stylolithisation est une phase physique associée à des phénomènes de dissolution chimique.

#### 4.4.3 Bilan sur la paragenèse dans le secteur central

De manière générale, la paragenèse du secteur central (Fig. 4.19) est relativement courte. Très peu de phases diagénétiques sont enregistrées. L'environnement semble avoir été plus réducteur que dans les secteurs Sud-Est et Médian. L'absence de Bc2, induisant la conservation de la porosité interparticulaire primaire, permet d'expliquer les bonnes propriétés réservoirs de ce secteur.

Contrairement aux secteurs sud-est et médian, le secteur central se distingue par un important défaut de la cimentation de blocage. Celle-ci est, comme vu précédemment, incomplète, ce qui permet la conservation de la porosité interparticulaire primaire. Aucune trace de dissolution n'a été observée aussi bien dans le puits de Sucy-en-Brie que dans le puits de Banthelu. Cette différence majeure avec les autres secteurs est à relier avec les bonnes propriétés réservoirs rencontrées au centre du bassin.

### 4.5 La paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche

Suite à la détermination de la chronologie de mise en place des phases diagénétiques dans les différents secteurs d'études, il apparaît que la paragenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche n'est pas homogène à l'échelle du bassin et montre des différences importantes d'un secteur à l'autre (Fig. 4.20).

L'histoire diagénétique dans le secteur sud-est est relativement complexe et longue, allant jusqu'à la télogénèse, ce qui se manifeste par une phase de dédolomitisation à l'origine de la macroporosité moldique. Dans le secteur médian, l'histoire diagénétique est également complexe mais la dédolomitisation n'est pas systématiquement observée. A la différence du secteur sud-est, le secteur médian présente une phase de stylolithisation issue de phénomènes de pression-dissolution intenses. Les plans de stylolithisation observés en carottes sont quasi-systématiquement horizontaux, signant la compaction lithostatique. Plus rarement ces plans peuvent présenter une certaine inclinaison mais l'absence d'orientation des carottes ne permet pas de les relier de manière précise

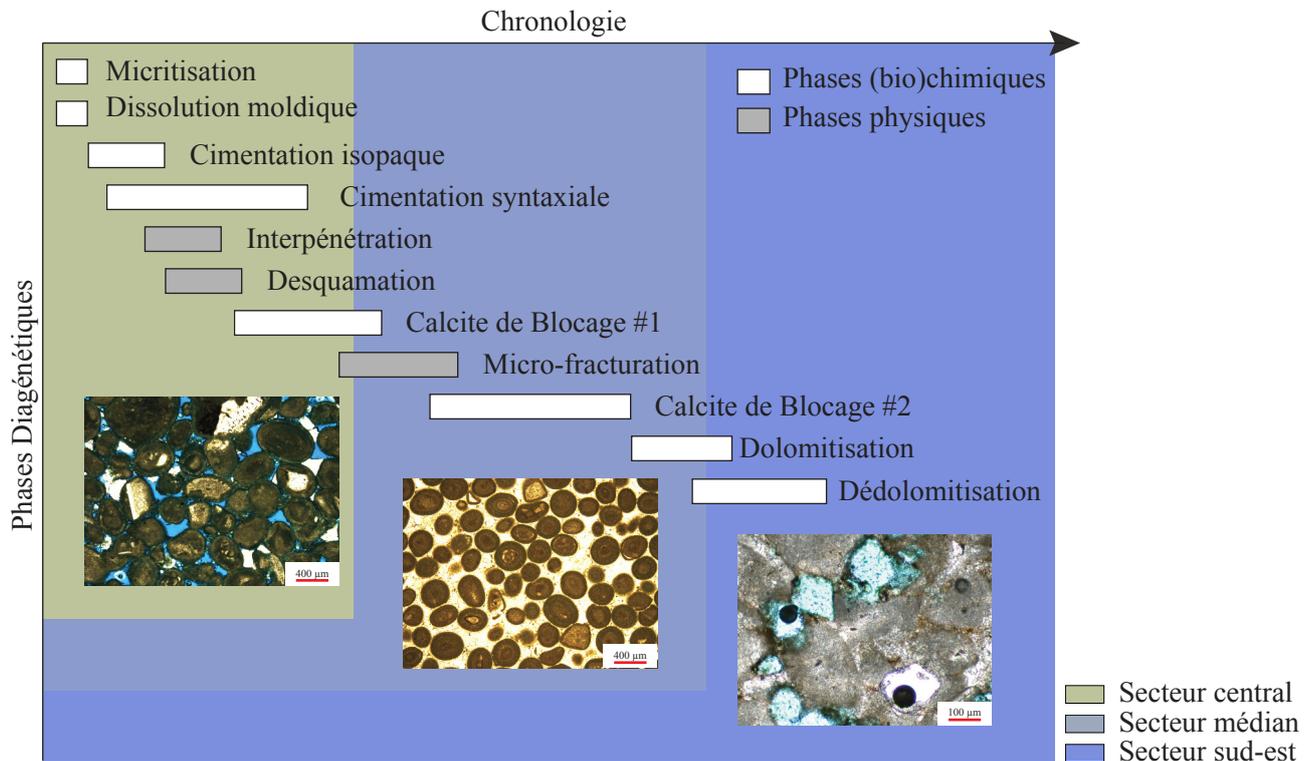


FIGURE 4.20 – Chronologie relative de mise en place des phases diagénétiques reconnues dans l'ensemble des secteurs d'étude.

à l'histoire tectonique du bassin. Enfin, dans le secteur central, l'histoire diagénétique est, comme nous l'avons montré, relativement plus courte que dans les autres secteurs. Si les phases liées à la compaction sont toutes observées, on note un défaut de cimentation dont la conséquence est la préservation de la porosité interparticulaire initiale.

Il ressort de cette étude que l'histoire diagénétique de la formation semble suivre une évolution logique, de la bordure vers le centre du bassin, durant laquelle les phases de cimentation et de dissolution sont de moins en moins présentes. Cette hétérogénéité pourrait avoir comme origine un changement dans la chimie des fluides diagénétiques parents des cimentations sparitiques, au cours de leur migration dans le bassin. Ces fluides, d'abord sursaturés, seraient à l'origine de la cimentation de blocage observée dans les secteur sud-est et médian. L'absence de golfe de dissolution dans les cimentations sparitiques du secteur central pourrait ainsi indiquer que les fluides sont à l'équilibre avec la roche hôte lorsqu'ils arrivent au centre du bassin.

En ce qui concerne la stylolithisation, le fait qu'elle ne soit principalement observée que dans le secteur médian pourrait indiquer une compaction lithostatique plus importante dans ce secteur. Cette surcharge pourrait être mise en relation avec les dépôts de craie durant le Crétacé, depuis érodés et dont l'estimation de l'épaisseur est à l'heure actuelle encore débattue.

## 4.6 Caractérisation diagénétique à l'échelle du bassin et nature des fluides parents

### 4.6.1 Apports de la géochimie

La précipitation et la dissolution des cimentations est le résultat de l'interaction entre fluides et roche. La nature des fluides parents ayant participé à la précipitation des phases de cimentation carbonatée peut être déterminée notamment par l'étude des isotopes stables du carbone et de l'oxygène. En plus de fournir une information sur la nature des fluides mis en jeu, la géochimie, couplée à la connaissance de la diagenèse, est susceptible de participer à la compréhension des paléocirculations des fluides au sein du bassin, au cours de son histoire. Les données acquises sur la cimentation de blocage (Bcs, Bc1 et Bc2) montrent des valeurs de  $\delta^{18}O$  comprises entre -14,95 ‰ et -1,70 ‰ et des valeurs de  $\delta^{13}C$  comprises entre 1,41 ‰ et 3,38 ‰, tous secteurs et tous sites confondus (Tableau 4.1). En ce qui concerne notre méthode de prélèvement, il n'a pas été possible de faire la différenciation entre les calcites Bcs, Bc1 et Bc2 (notamment du fait de la taille réduite des plages de ciment) ; ces trois phases sont donc "mélangées" lors de l'analyse.

Deux groupes se distinguent au regard des valeurs en  $\delta^{18}O$  (Fig. 4.21) : (1) une majorité des échantillons du secteur central se regroupent autour de l'intervalle -4 ‰ à -1,4 ‰ et (2) les échantillons des secteurs sud-est et médian se regroupent autour de -8 ‰ avec une dispersion allant de -6 ‰ à -15 ‰. De la même manière, on observe un gradient dans les valeurs de  $\delta^{13}C$ , en fonction de la localité, pour les secteurs Sud-Est et Médian. On note une augmentation des valeurs de  $\delta^{13}C$  du secteur sud-est du bassin vers le secteur médian. Les plus faibles valeurs de  $\delta^{13}C$  sont observées dans les échantillons issus des carrières de Bourgogne. Au sein des échantillons du secteur médian, il semble que ceux du puits de Mailly-le-Camp prennent une position intermédiaire entre les échantillons de Saint-Martin-de-Bossenay et de Saint-Brice. Afin de rechercher la possible composition isotopique en oxygène des fluides parents à l'origine des cimentations de blocage, les valeurs de  $\delta^{18}O$  des calcites de blocage sont présentées sur la Figure 4.22, où la composition isotopique de l'eau en équilibre isotopique avec la calcite est représentée en fonction de la température.

Les eaux de surface au Jurassique dans le Bassin de Paris sont considérées comme ayant eu un  $\delta^{18}O$  de 0 ‰ (Lécuyer et al., 2003 ; Brigaud et al., 2009). Par ailleurs, les limites d'évolution thermique pour les ciments étudiés sont définies par (1) une paléotempérature (paléotempérature minimum de précipitation, Tmin) correspondante à celle de l'eau de mer et égale à 20 °C (Brigaud et al., 2009) et par (2) une température d'enfouissement maximale (température maximum d'enfouissement à laquelle se sont produites des précipitations de calcite de blocage, Tmax.). La détermination des Tmax pour la partie est du bassin a montré des valeurs comprises entre 40 °C et 45 °C (Clauer et al., 2007). Pour la bordure sud-est et la partie médiane du bassin de Paris, en s'appuyant sur des indicateurs organiques et minéraux étudiés sur forage notamment, Uriarte Goti (1997) a proposé une Tmax de 87 °C pour les carbonates du Dogger.

Secteur sud-est			Secteur médian			Secteur central		
Echantillon	d 13C/12C	d 18O/16O	Echantillon	d 13C/12C	d 18O/16O	Echantillon	d 13C/12C	d 18O/16O
RA 01 0Y 1	2,27	-6,00	SMB1-1437-1	2,28	-14,20	BA-1180	1,41	-9,53
RA 01 0Y 2	2,19	-6,45	SMB1-1437-2	2,18	-2,38	BA-1255	2,49	-3,93
BY 04 A 1	2,18	-6,97	SMB1-1507-1	2,82	-8,84	BA-1220	2,24	-3,63
BY 04 A 2	2,08	-7,28	SMB1-1507-2	2,75	-8,91	BA-1202	2,15	-3,21
RA 02 Y 1	1,97	-8,93	SMB1-1514-1	2,23	-8,34	BA-1296	1,91	-5,43
RA 02 Y 2	1,66	-8,94	SMB1-1514-2	2,25	-7,18	BA-1200	2,24	-1,70
RA 04 1	1,83	-7,50	SMB1-1515-1	2,34	-7,81	BA-1254	2,70	-3,22
RA 04 2	1,80	-9,61	SMB1-1515-2	2,06	-7,73	BA-1197	2,03	-4,39
BY 11 Y 1	1,47	-7,91	SMB1-1531-1	2,93	-7,85	Ba-1180	1,47	-7,47
BY 11 Y 2	1,54	-7,56	SMB1-1531-2	3,32	-7,78			
MA 11 01	1,73	-6,51						
By 19 01	1,63	-8,07	MA-1369 4	2,77	-8,73			
By 18 01	1,70	-6,02	MA-1408 5	2,81	-7,29			
RA 14 01	1,72	-8,01	MA-1383 3	2,62	-8,15			
By 16 01	1,51	-7,02	MA-1371 1	2,56	-14,95			
By 16 02	1,68	-7,17	MA-1409	2,65	-7,24			
			MA-1403 5	2,67	-11,81			
			MA-1407 8	2,58	-10,25			
			MA-1399 1	2,41	-8,39			
			MA-1399-b	2,45	-8,75			
			MA-1364-b	2,83	-8,79			
			Ma-1409	2,64	-8,16			
			Ma-1399 15	2,44	-7,23			
			SB-1976	2,53	-8,42			
			SB-1982	2,96	-11,10			
			SB-1984 2	3,38	-9,72			
			SB-1942	2,29	-6,22			
			SB-1968	2,28	-6,04			
			SB-1974	2,77	-3,54			
			SB-1984-b	3,03	-8,74			
			SB-1942-b	2,34	-6,12			
			SB-1968-b	2,65	-6,23			
			SB-1976-b	2,61	-7,96			
			SB-1974-b	2,66	-4,15			

Tableau 4.1 – Tableau de synthèse valeurs isotopiques mesurées sur les ciments de blocage dans les trois secteurs d'étude.

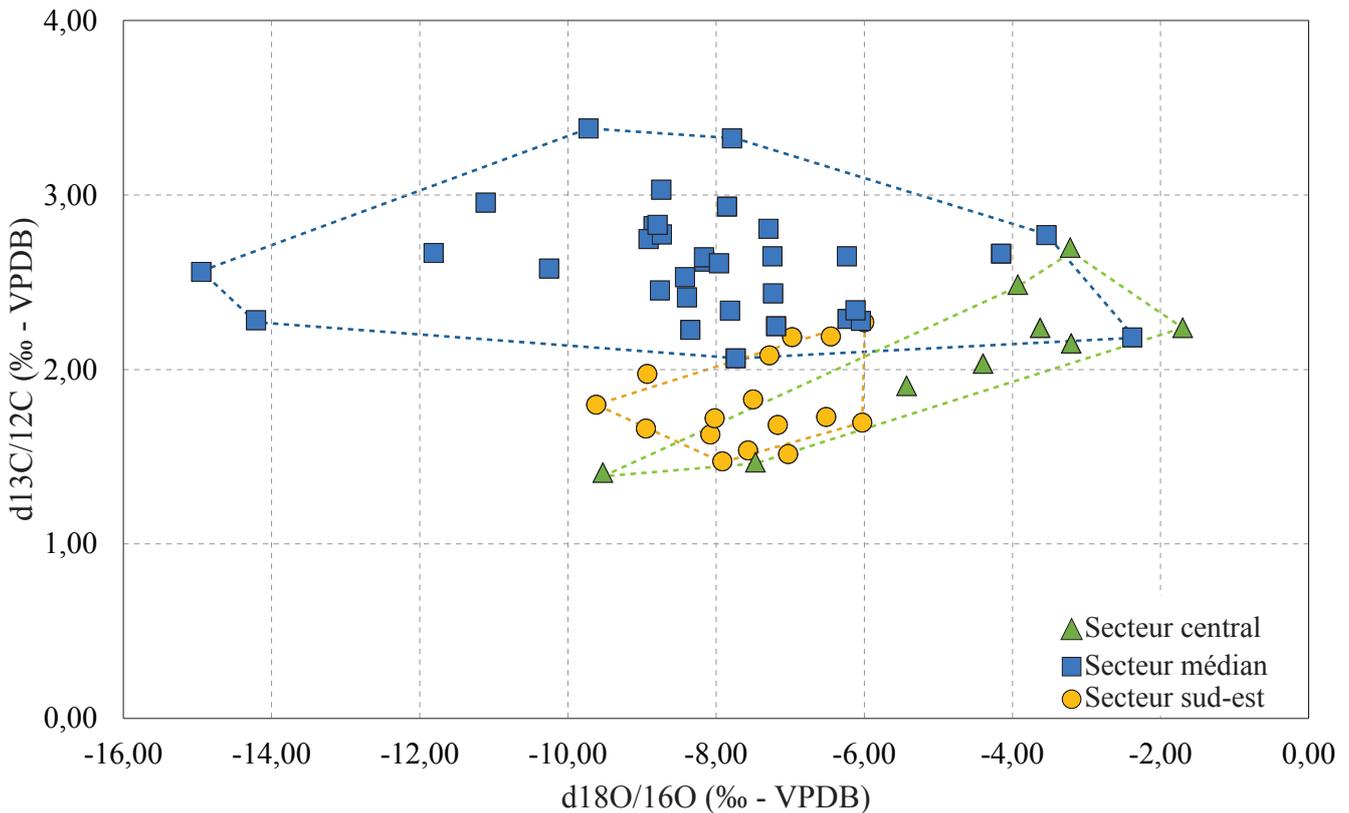


FIGURE 4.21 – Résultats de l'étude géochimique des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur les cimentations de blocage. Les valeurs sont en Vienna-PDB, l'erreur analytique sur chaque point est identique et égale à  $\pm 0.1 \text{ ‰}$ .

Cette température aurait été atteinte à la fin du Crétacé supérieur au moment de l'enfouissement maximum de la série. Cependant, le même auteur fait l'hypothèse que la cimentation est plus jeune (ce qui est en accord avec les études plus récentes) et que les ciments auraient donc précipité avant l'enfouissement maximum. Une  $T_{\max}$  de  $57 \text{ °C}$  est donc retenue par cet auteur. De plus, une  $T_{\max}$  de  $87 \text{ °C}$  n'est pas réaliste car la signature isotopique du fluide diagenétique parent devrait alors varier de  $5 \text{ ‰}$  à  $-8 \text{ ‰}$ . Une valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) de  $5 \text{ ‰}$  des fluides parents avec une signature originelle de l'eau de mer Jurassique à  $0 \text{ ‰}$  est alors discutable car il est connu que la diagenèse ne favorise pas l'enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}$  durant l'enfouissement mais tend vers des valeurs de plus en plus négatives du  $\delta^{18}\text{O}$ . Ainsi une  $T_{\max}$  de  $57 \text{ °C}$  est ici retenue, en accord avec Uriarte Goti (1997).

En considérant la valeur moyenne et la déviation standard du  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-7,50 \text{ ‰} \pm 1,01 \text{ ‰}$  pour la calcite de blocage, ainsi que les  $T_{\max}$  et  $T_{\min}$  (Fig. 4.22), le  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) des fluides parents serait alors compris entre  $0 \text{ ‰}$  et  $-6,5 \text{ ‰}$  environ. Ainsi, les valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  étant relativement bien cadrées, deux hypothèses sur la nature des fluides parents à l'origine de la précipitation des calcites de blocage sont à envisager : (1) des fluides d'origine purement marine (valeur de  $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ ) ou (2) des fluides mixtes (valeur de  $\delta^{18}\text{O} < 0 \text{ ‰}$ ) présents pendant l'enfouissement et ayant subi un fractionnement isotopique). Cependant, l'étude diagenétique des calcites de blocage a montré que ces dernières ont précipité sous enfouissement, même modéré, et il est alors peu probable que ces précipitations aient eu lieu dans des fluides marins aucunement modifiés

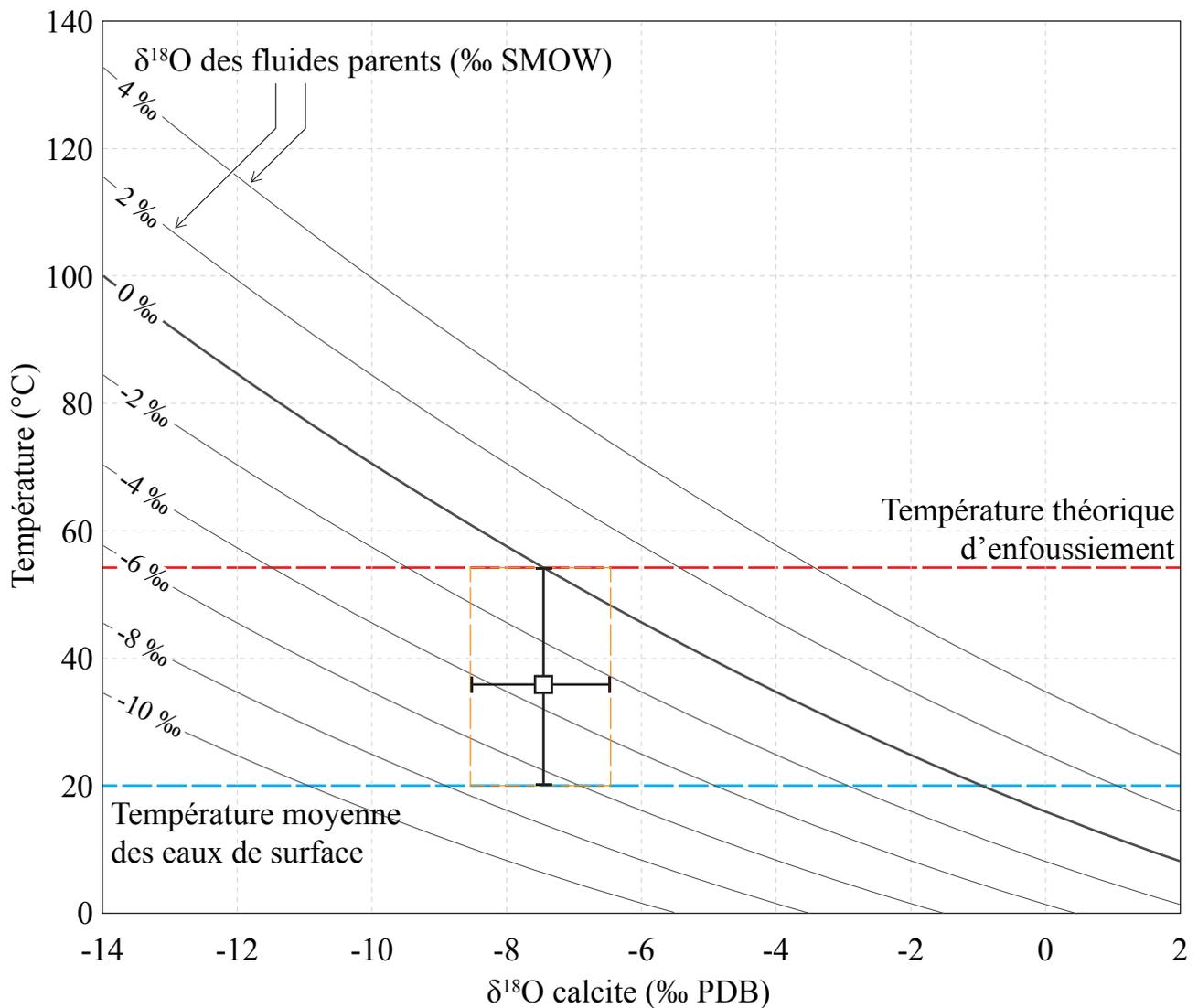


FIGURE 4.22 – Distribution des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (PDB) (moyenne et déviation standard) des calcites de blocages du secteur sud-est sur un diagramme de fractionnement. Les courbes de  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) sont reconstruites avec l'équation de [Anderson & Arthur \(1983\)](#).

lors de l'enfouissement. Concernant les fluides mixtes, il est alors possible que ces fluides soient : (1) un mélange entre des eaux marines piégées et/ou des fluides de pression-dissolution avec des eaux météoriques venant recharger l'aquifère, ou (2) des eaux météoriques, tamponnées par les carbonates lors de leur transfert en profondeur au sein des formations du Jurassique moyen comme suggéré par [Vincent et al. \(2007\)](#) et [André et al. \(2010\)](#), ou encore (3) un mélange entre des fluides marins piégés et des fluides remontant ponctuellement depuis les aquifères du Trias (S. Violette, comm. pers.).

Les signatures des secteurs sud-est et médian ici observées sont cohérentes avec les résultats obtenus pour les séries du Dogger de l'est du bassin de Paris (e.g. Brigaud et al., 2009, Fig. 4.23). Cependant, à l'heure actuelle, aucun résultat ne vient conforter ou infirmer les différentes hypothèses jusqu'alors proposées (Tableau 4.2) quant à l'origine et la nature des fluides mis en jeu lors de la précipitation des calcites de blocage, ainsi qu'au sujet de leur timing exact de mise en place, responsables de la cimentation de la Formation. Ce point reste encore largement débattu. Au cours de cette étude, nous avons pris part au projet CarbIso du BRGM (collaboration Rad S. et Lasseur E.) sur le fractionnement des isotopes du Calcium dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Ce projet a permis également la mesure des valeurs isotopiques en Strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) sur les trois secteurs d'étude (travaux encore en cours). Ces données ne sont pas, à l'heure actuelle, du domaine public. Il en ressort la confirmation que deux phases de cimentation se distinguent avec des âges se situant au Crétacé. Une de ces phases de cimentation serait à mettre en relation, comme avancé dans la littérature (e.g. Brigaud et al., 2009) avec la Late Cimmerian Unconformity reconnue dans le bassin de Paris (Comm. Pers. BRGM, Rad et al. (2013)).

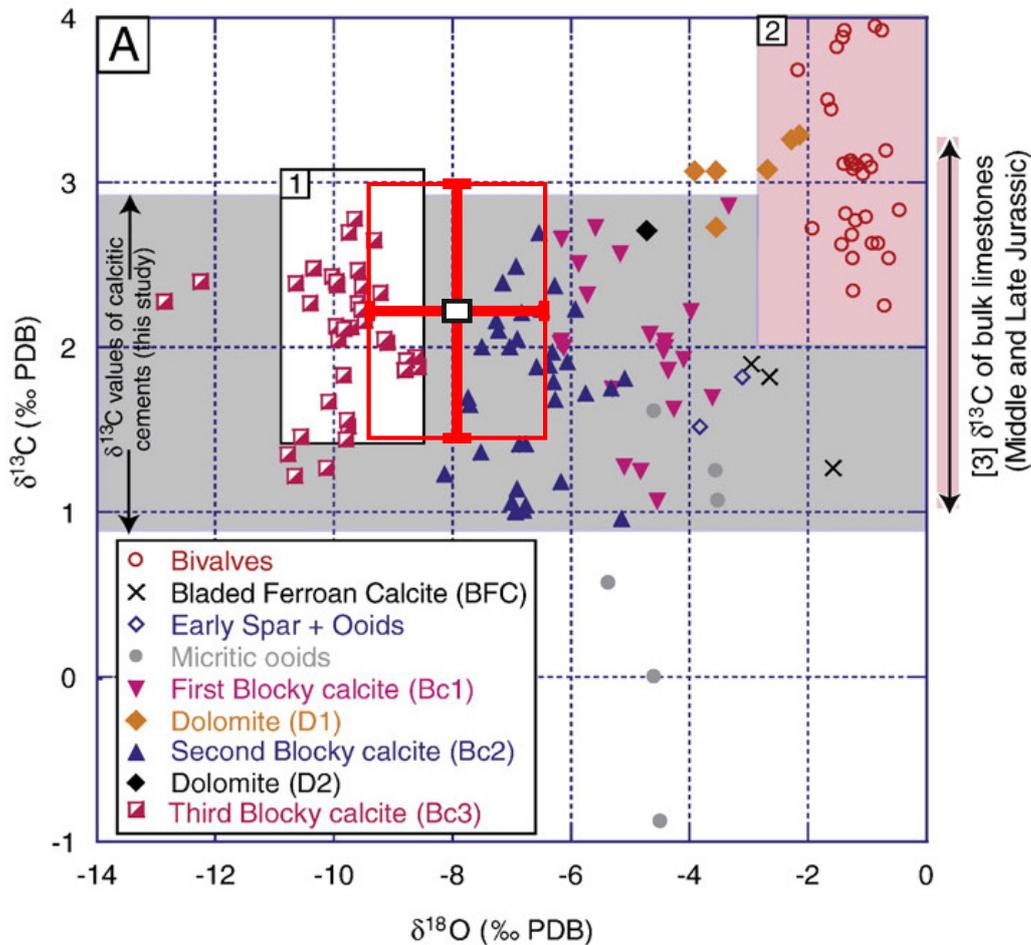


FIGURE 4.23 – Compositions isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  obtenues par Brigaud et al. (2009). Les données issues de notre étude pour les secteurs sud-est et médian sont symbolisées par le cadre rouge. On remarque que les compositions mesurées dans notre études sont cohérentes avec les compositions obtenues par Brigaud et al. (2009), nos gammes de valeurs pour nos calcites de blocage s'inscrivant entre ses deuxième et troisième phases de cimentation calcitique de blocage.

#### 4.6.2 Modèles de paléocirculation des fluides

Les modèles de bassin (e.g. NEWBAS, modèle de bassin Hydro-Thermo-Mécanique) permettent une description réaliste des flux de chaleur, de l'évolution thermique, de la porosité et de la migration des fluides (Gonçalvès et al., 2004). Que ce soit en modélisation 2D ou 3D, les principaux paramètres en entrée sont : la géométrie, la lithologie, le faciès et l'histoire géologique.

Deux modèles sont actuellement proposés, le premier par Vincent et al. (2007) et Brigaud et al. (2009) et le second par André (2003) et Gonçalvès et al. (2003). Dans ces deux modèles deux stades importants sont présents : un premier stade où les aquifères carbonatés sont directement connectés aux eaux de surface et un second stade durant lequel l'eau est canalisée depuis des zones profondes par un système de failles. Les modalités proposées pour la circulation des paléofluides est synthétisé dans le Tableau 4.2

	Circulation Crétacée					
	1er phase			2nd phase		
	Âge	Origine	Zone de recharge	Âge	Origine	Zone de recharge
Vincent (2001)	Crétacé sup, à inf.		Nord			
Andre (2003)	Crétacé sup.	Météorique				
Gonçalves et al., (2003)	Hautérvien	Marin	Sud-est	Aptien	Météorique	Nord-ouest
Vincent et al., (2007)	Berriasien	Météorique	Nord	Aptien / Albien	Météorique	Nord
Brigaud et al., (2009)	Berriasien	Fluides mixtes	Nord	Aptien / Albien	Fluides mixtes	Nord
Gonçalves et al., (2003)						

	Circulation Tertiaire		
	Âge	Origine	Zone de recharge
Vincent (2001)			
Andre (2003)	Érosion Crétacé	Météorique	Est et sud-est
Gonçalves et al., (2003)	K/T	Météorique	Nord-ouest
Vincent et al., (2007)			
Brigaud et al., (2009)	Oligocène	Météorique	Migration verticale
Gonçalves et al., (2003)	Éocène	Fluides mixtes	

Tableau 4.2 – Tableau de synthèse des modalités de circulation des fluides. Modifié d'après (Charton, 2013).

Les modèles de paléo-circulation des fluides sont actuellement proposés et mettent principalement en jeu l'influence des circulations de fluides météoriques au sein de la formation considérée, avec des zones de recharge situées soit au nord-est du bassin de Paris, soit au nord-ouest, selon les auteurs. Deux phases de soulèvement du Massif de Londres-Brabant correspondant à : (1) la "*Late Cimmerian Unconformity*" ou phase mi-cimmérienne, (145-140 Ma) et (2) la "*Late Aptian Unconformity*", ou phase autrichienne (112 Ma) auraient pu entraîner la mise à l'affleurement des bordures du Jurassique moyen du Bassin Parisien (Guillocheau et al., 1999).

Le premier modèle de paléo-circulation dans le Dogger fait intervenir des fluides d'âge crétacé. Les entrées d'eaux météoriques participant à la précipitation des ciments sont alors associées avec l'histoire géodynamique. Certains ciments ont pu précipiter à partir de fluides d'âge oxfordien lors

de leur infiltration. Puis, la recharge en eau météorique se serait effectuée au Tithonien supérieur alors que l'est du bassin de Paris était émergé. Durant le Crétacé, le bassin de Paris est à nouveau émergé sur sa partie nord (Ardennes). De plus durant la phase mi-cimmérienne, l'exhumation du massif de Londres-Brabant est à l'origine d'une discordance provoquant une exposition sub-aérienne, le développement de sols et la karstification des carbonates jurassiques présents sur la bordure nord du bassin de Paris. Ceci suggère une zone de recharge au nord pour les carbonates de l'Oxfordien et du Kimméridgien (Vincent et al., 2007). Durant leur exhumation, une recharge d'eau météorique, riche en CO<sub>2</sub>, aux affleurements pourrait entraîner dans un premier temps une dissolution des carbonates, les formations carbonatées du Dogger seraient alors partiellement dissoutes, provoquant notamment la formation de karst. Le fluide se surcharge alors progressivement en CaCO<sub>3</sub>. Ces fluides sursaturés entameraient alors une migration depuis le nord vers le centre du bassin, en précipitant les premières calcites de blocage durant le Berriasien. Brigaud et al. (2009) proposent un second événement d'exhumation durant la phase autrichienne (Aptien) dans le même massif. La zone de recharge est alors encore une fois située au nord. Le même processus se déroulerait, participant à la précipitation de la seconde phase de cimentation de blocage.

Le second modèle prend en compte les circulations de fluides durant la période tertiaire. Dans ce modèle, Gonçalves et al. (2003) proposent que le chemin de migration des fluides soit perturbé par des migrations per-ascensum de fluides triasiques, chauds et salins, issus des réservoirs du Keuper. Pendant, ou juste après, l'érosion des craies du Crétacé, des recharges météoriques se seraient mises en place à l'est et sur la bordure sud-est du bassin de Paris. Alors que les fluides migrent vers l'ouest, leur composition isotopique se ré-équilibre. Des accidents tectoniques ont pu, localement, influencer cette paléocirculation. Le modèle de Gonçalves et al. (2003) prend en compte les modifications des migrations de fluides dans le Dogger déclenchées par des transports de sels et de chaleur (depuis les réservoirs du Keuper) et par la faille du Pays-de-Bray. L'événement diagénétique majeur interviendrait alors à la transition entre Crétacé supérieur et Tertiaire. De ce fait, il faut considérer que l'érosion des craies crétacées est datée du Tertiaire. La recharge en eaux météoriques serait alors synchrone de cette érosion et localisée au nord-ouest. Les données issues des inclusions fluides permettent de proposer une cimentation des calcaires du Dogger à l'Éocène inférieur (Gonçalves et al., 2010).

Les simulations numériques d'écoulement couplé au transport réactif d'espèces en solution entreprises par Aubertin (2013) semblent montrer que, contrairement au modèle conceptuel généralement accepté, les phases de cimentation de la Formation de l'Oolithe Blanche ne peuvent pas être liées exclusivement à des paléo-circulations circonscrites en son sein, depuis les bordures exondées du bassin au Crétacé. En effet, afin d'engendrer une baisse de porosité de 10% (correspondant à l'importance relative de chaque ciment), les paramètres considérés (gradient de température, pression partielle de CO<sub>2</sub> atmosphérique, longueur de l'écoulement, température en profondeur) doivent être pris à leurs extrema. D'autre part, les vitesses de Darcy et les durées d'écoulement qui doivent être considérées nous paraissent déraisonnables.

Ainsi, il convient donc d'envisager d'autres hypothèses d'écoulements ou d'autres processus. Nous pensons alors :

- qu'il a pu exister des infiltrations d'eau météorique au niveau de certaines failles déjà actives à l'époque (e.g. Faille de Bray, Faille de Saint-Martin-de-Bossenay) ;
- qu'il y a peut-être eu une influence de fluides chauds provenant du Trias et remontant le long des failles ;
- qu'il a pu exister un écoulement conjoint, depuis le Nord, mais aussi depuis le Sud vers la zone de décharge ;
- qu'un processus de pression-solution pourrait avoir eu lieu, comme évoqué pour d'autres formations dans la littérature ([Elsworth & Yasuhara, 2010](#) ; [Gillon et al., 2010](#)).

Enfin, il est nécessaire de rappeler que la caractérisation et la détermination de la nature des fluides diagénétiques parents, tout comme la modélisation de la paléocirculation des fluides, n'étaient pas les objectifs primaires de cette étude. Ce travail, rendu possible grâce à la collaboration avec les hydrogéologues de l'Université Pierre et Marie Curie (Sisyphé, UMR CNRS 7619) et de Mines-ParisTech, a permis d'ouvrir de nombreuses pistes de réflexion sur des problèmes essentiels à la modélisation numérique des réservoirs du Dogger. Il a également permis de valider, ou à défaut de préciser, les datations proposées pour les différentes phases de cimentation de la Formation de l'Oolithe Blanche.



# Caractérisation pétrophysique de la Formation de l'Oolithe Blanche

## 5.1 Caractérisation du réseau poreux

### Localités et types de pores rencontrés

Quatre types de pores sont reconnus dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Selon la classification de Lønøy (2006), on reconnaît tout d'abord des micropores intraparticulaires dont le diamètre est inférieur à 1  $\mu\text{m}$  (Fig. 5.1 A et B et Fig. 5.2 A et B). Cette microporosité est présente au sein des oolithes et de l'enveloppe micritique des bioclastes. C'est la classe de porosité la plus rencontrée au sein de ce réservoir. Plus rarement, on observe des mésopores interparticulaires dont la taille est comprise entre 1 et 10  $\mu\text{m}$  (Fig. 5.1 C et D). Enfin, on note la présence de deux types de macroporosité, (1) une macroporosité moldique (Fig. 5.1 E et F) rencontrée dans les secteurs sud-est et médian et qui est le résultat de la dédolomitisation et (2) une macroporosité interparticulaire (Fig. 5.2 C et D) rencontrée uniquement dans le secteur central et qui est la porosité initiale non comblée par la cimentation isopaque. Dans ces deux cas, la taille des pores est supérieure à 10  $\mu\text{m}$ .

Les mesures de porosimétrie par injection mercure indiquent un diamètre moyen d'entrée de pore de 0,35  $\mu\text{m}$ , sans aucune discrimination en fonction du sous-faciès (Fig. 5.3). Seul un échantillon, Ma01 montre deux familles distinctes de diamètre d'entrée de pore. Ce résultat est en accord avec les observations pétrographiques qui ont mis en évidence l'ubiquité de la microporosité intraparticulaire au sein du réservoir. La macroporosité moldique, présente seulement dans le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est donc connectée à l'ensemble du système poreux uniquement par la microporosité intraparticulaire.

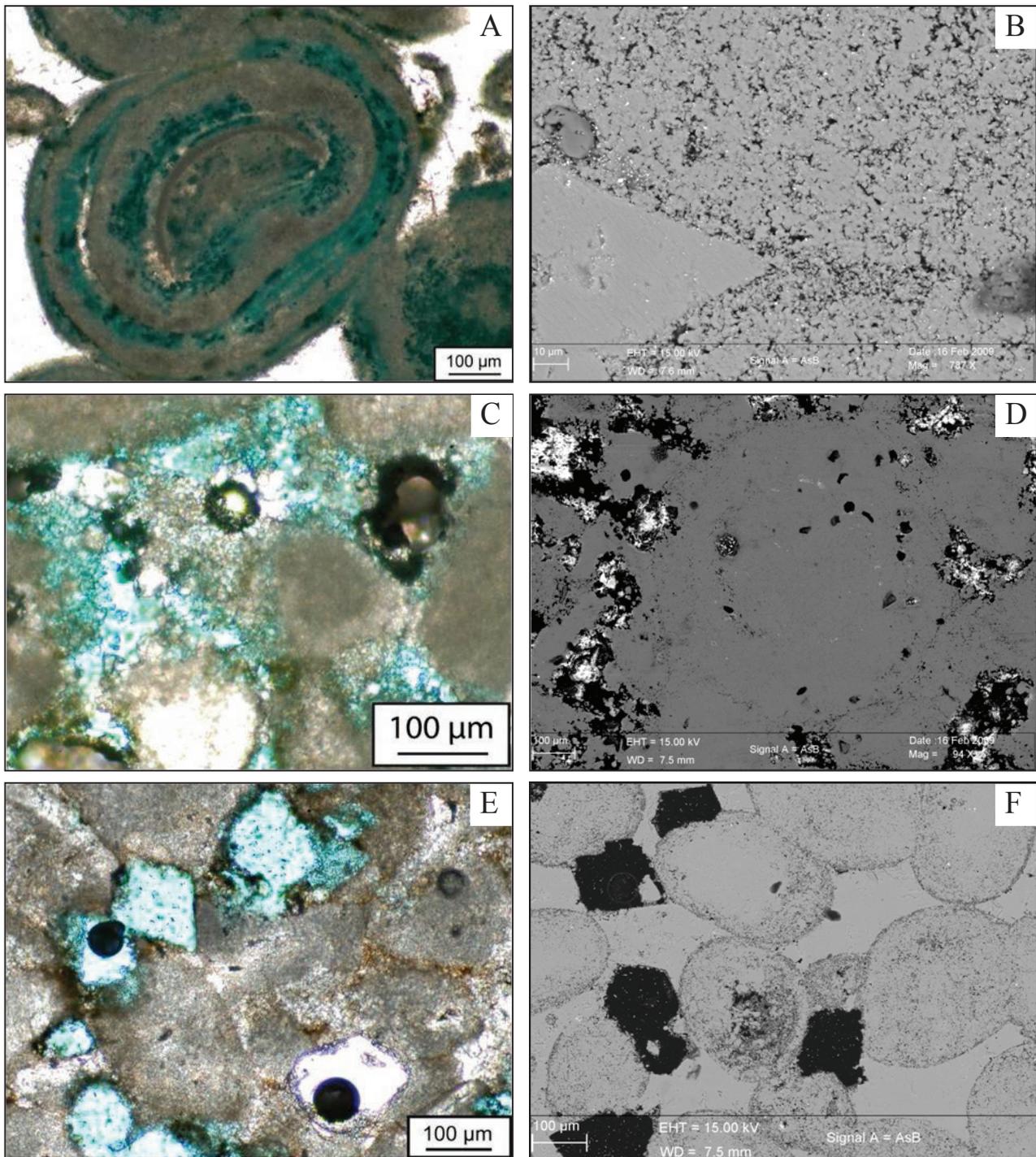


FIGURE 5.1 – Les différents types de porosité rencontrés au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche. Clichés pris au microscope optique (gauche) et au MEB (droite). La porosité connectée est mise en évidence par l'injection de résine colorée au bleu de méthylène. (A) microporosité intraparticulaire dans le cortex d'une oolithe, (B) microporosité intraparticulaire (noir) dans deux oolithes en contact. On note que la cimentation (plage grise homogène) est dépourvue de porosité, (C) mésoporosité interparticulaire, (D) mésoporosité interparticulaire, (E) macroporosité moldique, on note la forme rhomboédrique des pores et (F) macroporosité moldique et microporosité intraparticulaire.

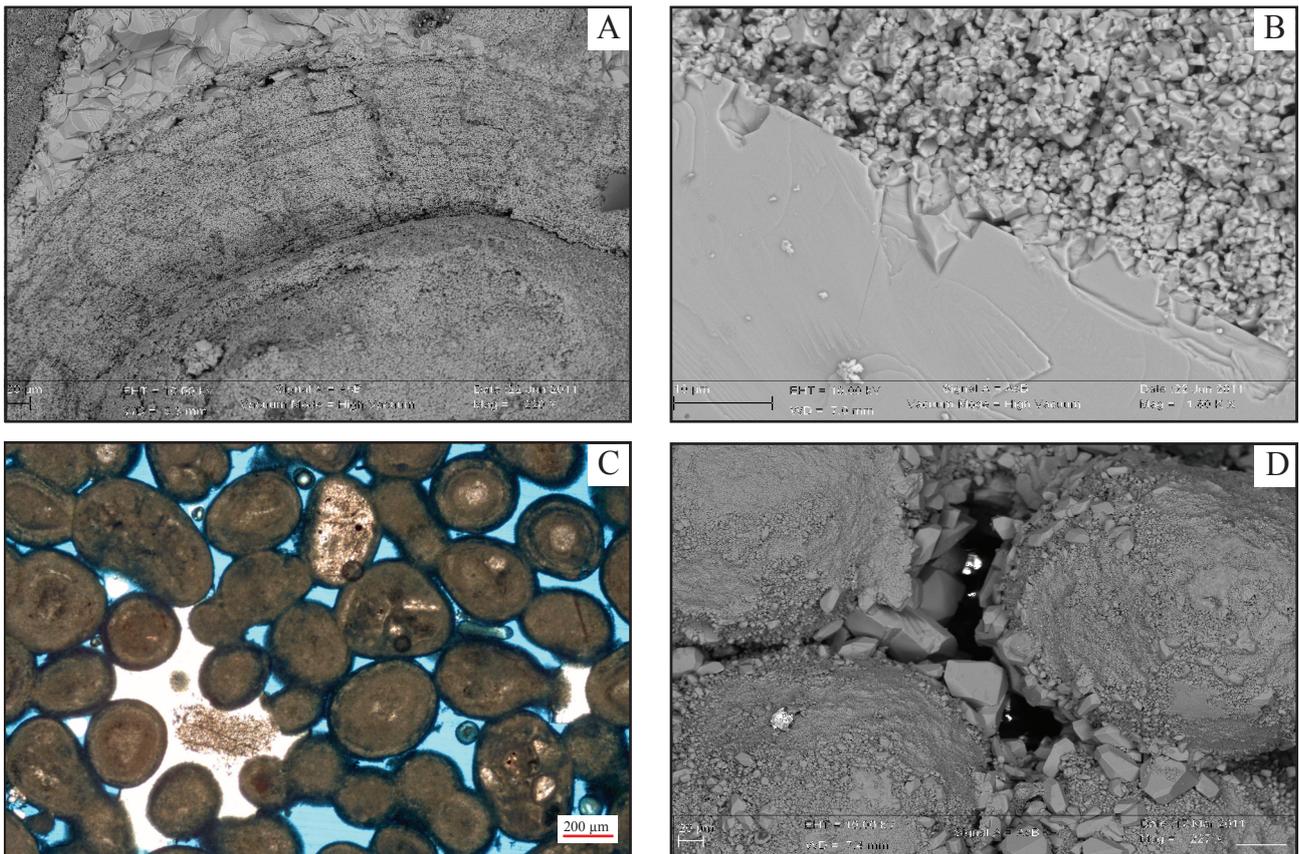


FIGURE 5.2 – Les différents types de pores observés au microscope (MEB et lumière naturelle). (A) Microporosité intraparticulaire au sein du cortex d’une oolithe. On note la structure concentrique microporeuse autour du noyau de l’oolithe. (B) Contact entre microporosité intraparticulaire et cimentation de blocage. (C) Macroporosité interparticulaire et cimentation de blocage incomplète, laissant libre la porosité initiale. (D) Même caractéristiques que (C).

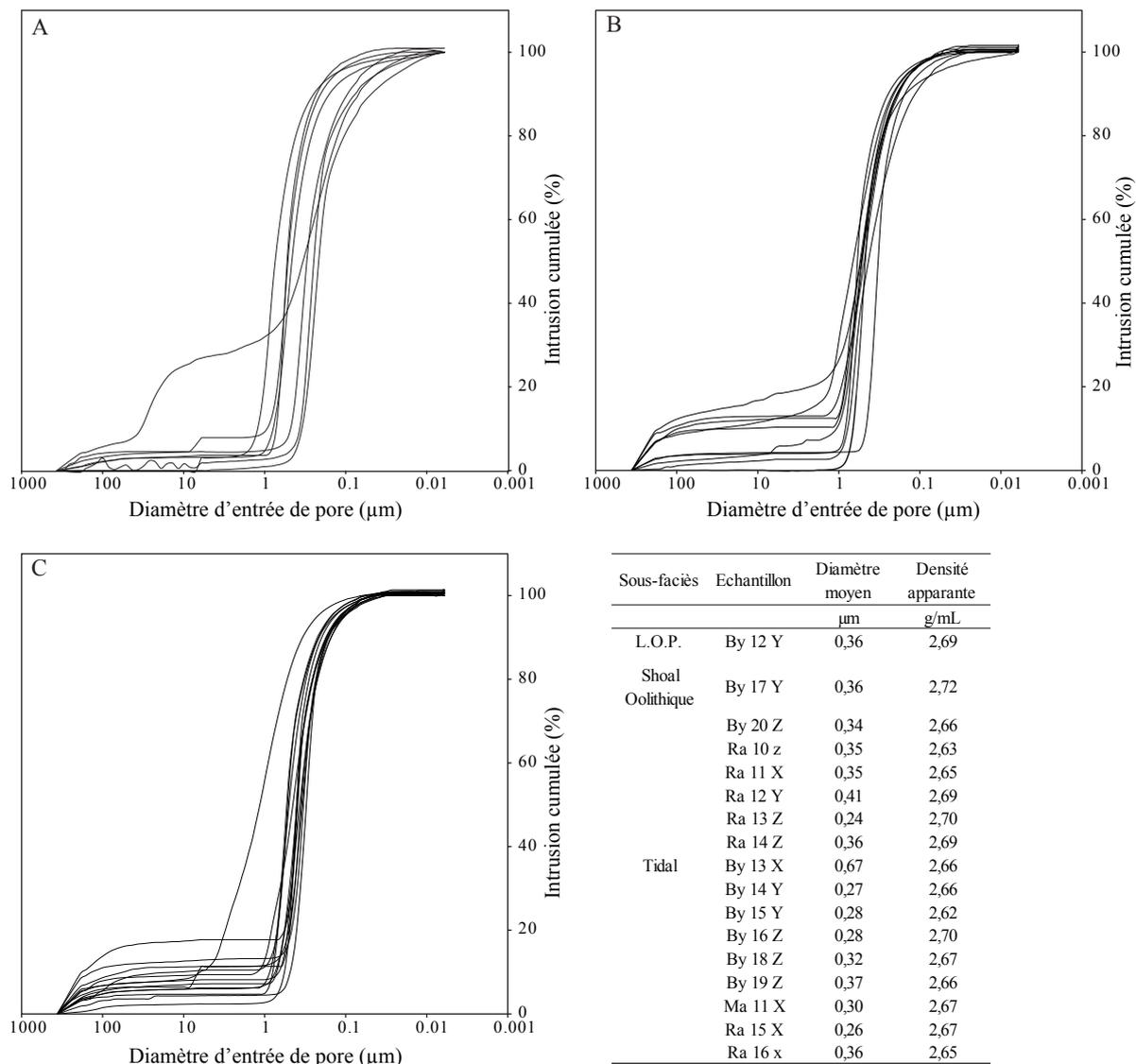


FIGURE 5.3 – Résultats de la porosimétrie mercure dans les trois sous-faciès sédimentaires dans le secteur sud-est et diamètre d'entrée de pore. (A) Lobe Oolithique Progradant (L.O.P.), (B) Shoal Oolithique, (C) Tidal.

### La connectivité du réseau poreux

La microporosité intraparticulaire assurant la connexion du réseau poreux, nous avons cherché à imaginer cette connectivité, ou son absence. Nous avons d'abord réalisé des moules du réseau poreux par la méthode d'inclusion décrite dans le chapitre 3 (voir p. 63). Cette expérience a tout d'abord permis de mettre en évidence la connectivité du réseau poreux dans la Formation de l'Oolithe Blanche. En effet, le protocole est fait de telle manière à ce que le moule ne puisse représenter que la porosité connectée. La Figure 5.4 présente un exemple de ces moules avant (Fig. 5.4 A) et après (Fig. 5.4 B) l'attaque à l'HCl à froid. En plus de permettre la visualisation du réseau poreux, ce protocole a permis de mettre en évidence la présence de "ponts" microporeux entre les grains (Fig. 5.4 C et D). Aucune porosité intracristalline n'ayant été observée au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche, nous n'avons pas d'explications quant à l'origine de ces structures, qui pourraient être des artéfacts lors de l'expérience.

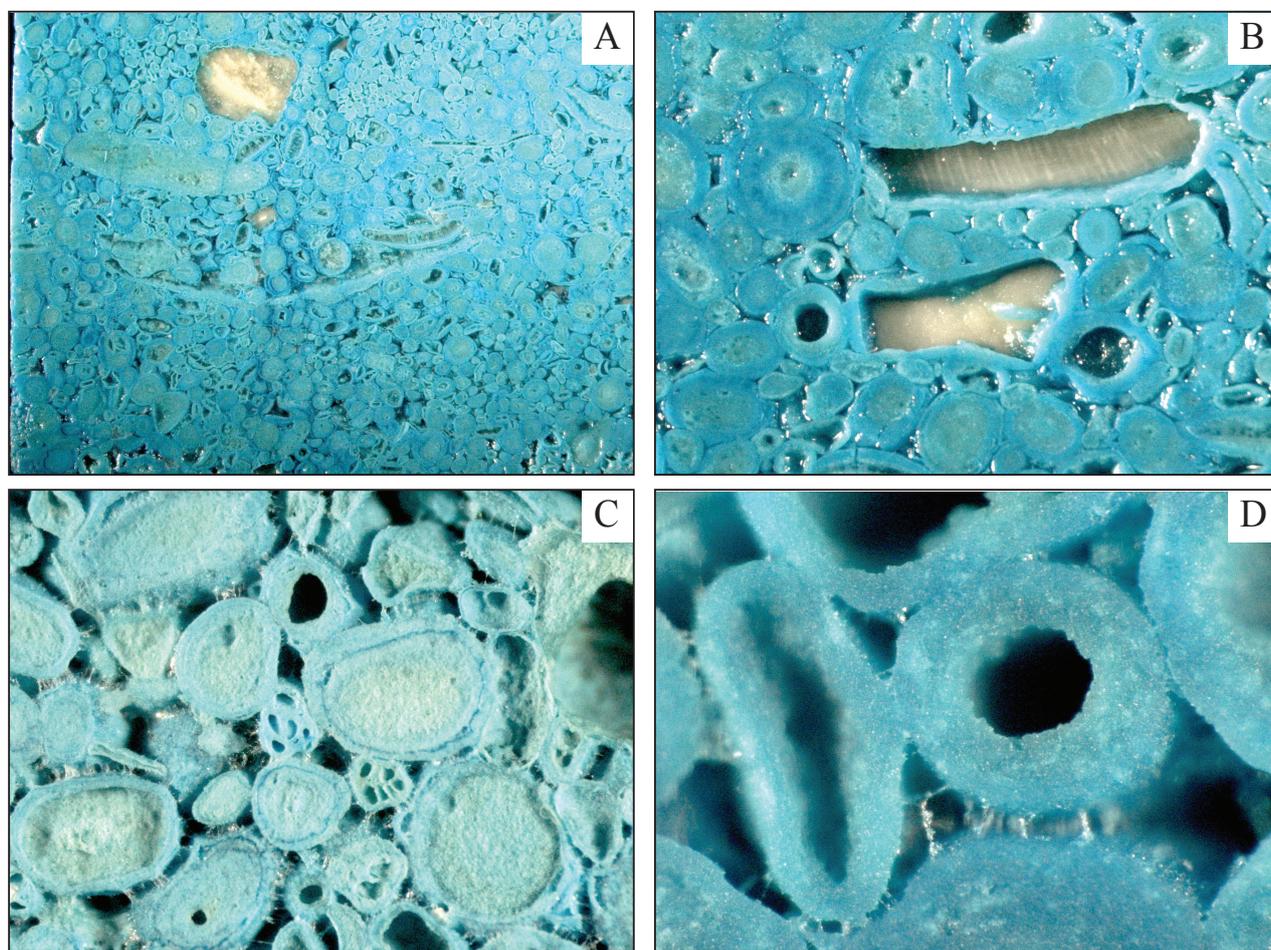


FIGURE 5.4 – Moulages du réseau poreux. (A) Réseau poreux inclu par de la résine colorée au bleu de méthylène, avant attaque à l'HCl. (B) Après une première attaque à l'HCl, la matrice minérale est dissoute, laissant en place le réseau poreux connecté. (C) Moule du réseau poreux connecté, on reconnaît la structure de certains bioclastes (foraminifères au centre du cliché par exemple) ainsi que la structure en lamination des oolites. (D) Zoom sur une oolithe et un bioclaste. Des ponts microporeux entre les grains peuvent être observés.

Afin d'avoir un rendu plus précis du réseau poreux nous avons utilisé un nano-tomographe assisté par ordinateur (nano-CT scan). Peu d'études de nano-CT scan ont été menées dans d'autres roches carbonatées mais les publications récentes montrent l'efficacité de cette technique pour fournir des informations sur la distribution de la porosité (Van Geet et al., 2003). Cependant, cette technique est rapidement limitée par les résolutions atteignables. Comme précisé précédemment, le réseau poreux est dominé par la microporosité intraparticulaire dont le diamètre est inférieur à  $1\ \mu\text{m}$  et un diamètre moyen d'entrée de pore est de  $0,35\ \mu\text{m}$  alors que la plus haute résolution que l'on a pu obtenir est de  $1,5\ \mu\text{m}/\text{voxel}$  en nano-Ct scan. De ce fait, la reconstruction du réseau microporeux par nano-CT scan, décrit aussi bien les zones d'agrégation de la porosité que les zones à forte densité de porosité.

Après traitement à l'aide du logiciel Avizo Fire©, la connectivité du réseau poreux est mise en évidence par différentes couleurs (Fig 5.5). La Figure 5.6 présente les résultats obtenus sur deux échantillons (By13y et By08y). Les zones connectées identiques ont la même couleur. Dans le cas de l'échantillon By08x (Fig. 5.6 A, B et C), une unique zone de microporosité intraparticulaire (orange) est connectée sur l'ensemble du plug. A l'inverse, l'échantillon By13y présente plusieurs zones de connectivité isolées, sans connectivité globale (plusieurs zones de couleurs différentes). Le contrôle de cette connectivité sur les propriétés réservoirs est discuté en regard des paramètres pétrophysiques mesurés dans le secteur sud-est.

Du fait de leur faible densité, il n'a pas été possible d'imager en 3D les moules en résine du réseau poreux.

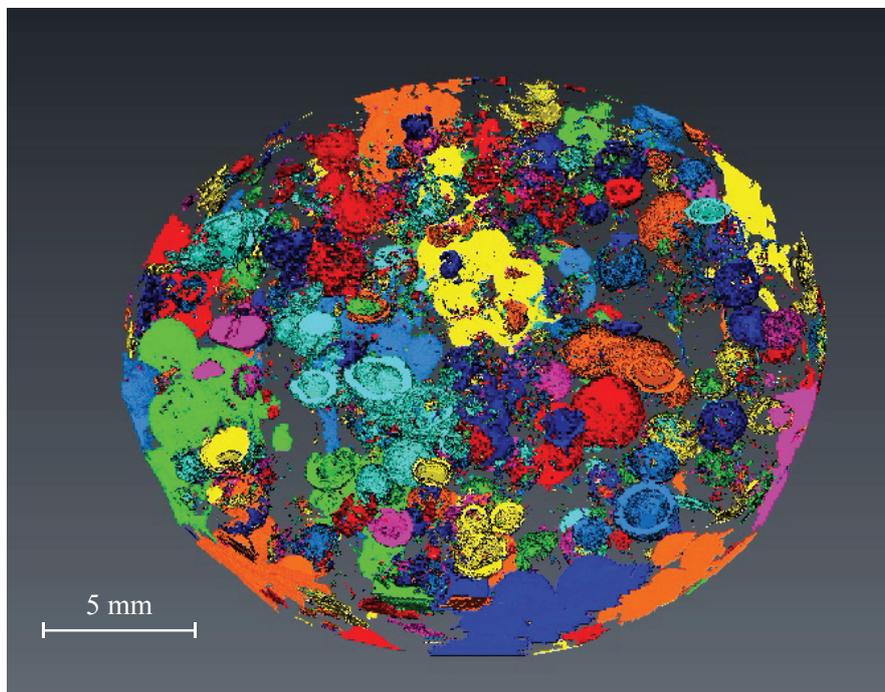


FIGURE 5.5 – Reconstruction 3D à partir du nano CT-scan. La connectivité du réseau poreux est mise en évidence par des zones de couleurs identiques.

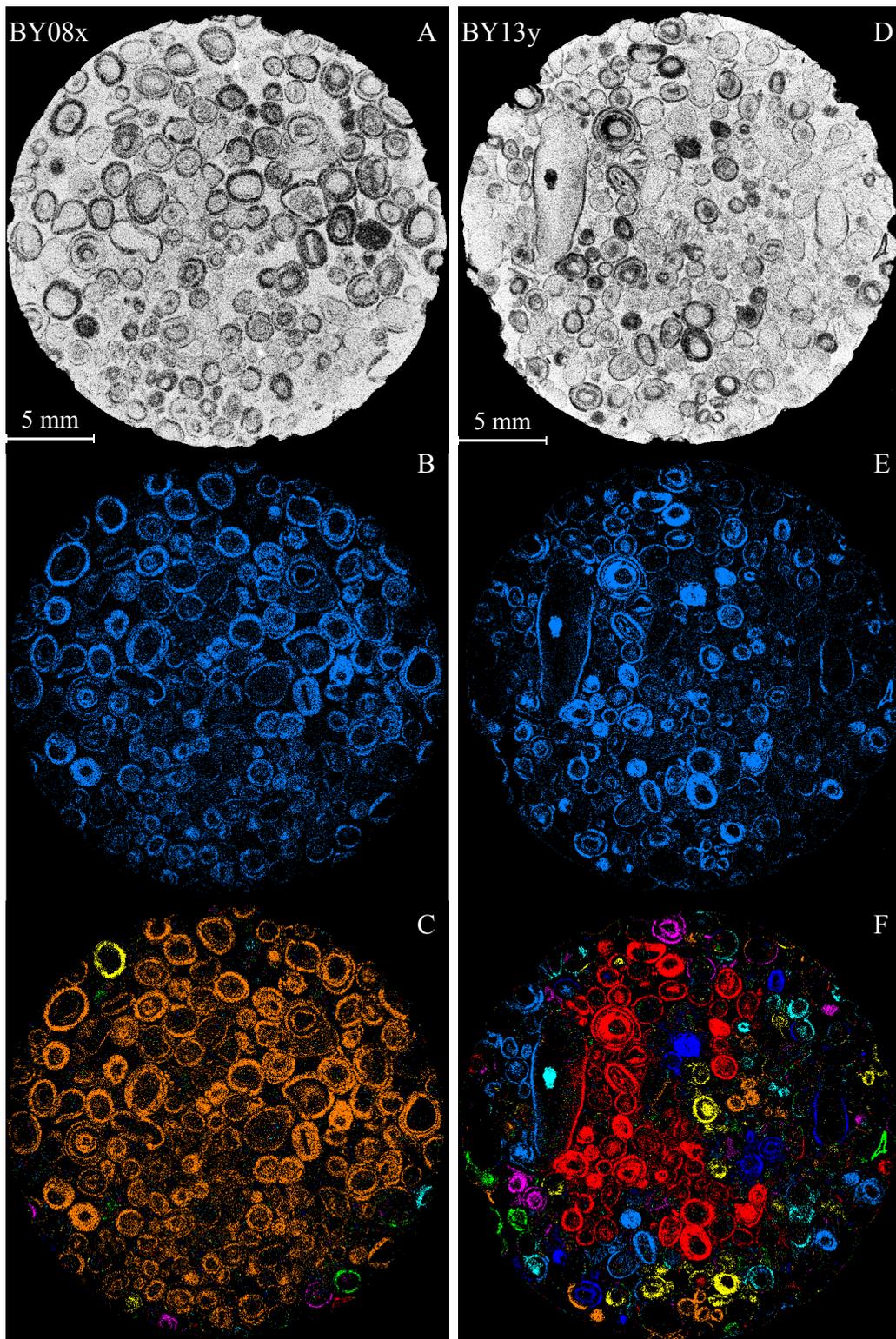


FIGURE 5.6 – Orthoslices obtenue au nano-CT scan pour les échantillons By08x (A, B et C) et By13x (D, E et F). A et D sont des images brutes obtenues. B et E représentent le réseau poreux (bleu) après traitement et seuillage sur la matrice minérale (noir). C et F représentent la connectivité du réseau poreux. Les zones de même couleur sont des zones connectées.

## 5.2 Pétrophysique de la Formation de l'Oolithe Blanche dans les secteurs d'étude

### 5.2.1 Le secteur sud-est du bassin

L'accès aux carrières de Bourgogne et la possibilité de collecter des échantillons des différents sous-faciès sédimentologiques a permis une étude exhaustive des propriétés pétrophysiques de la Formation de l'Oolithe Blanche (Tableau 5.1).

La **porosité** matricielle connectée mesurée montre des valeurs comprise entre 7 et 27 % avec une valeur moyenne de 16 % (Fig. 5.7). Le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant présente le maximum de variabilité, les deux autres sous-faciès ayant des gammes de porosité plus restreintes. Au regard des valeurs moyennes de porosité, c'est le sous-faciès Tidal qui est le plus poreux (17 %), suivi par le sous-faciès de Shoal Oolithique (16 %) et enfin le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant (15 %).

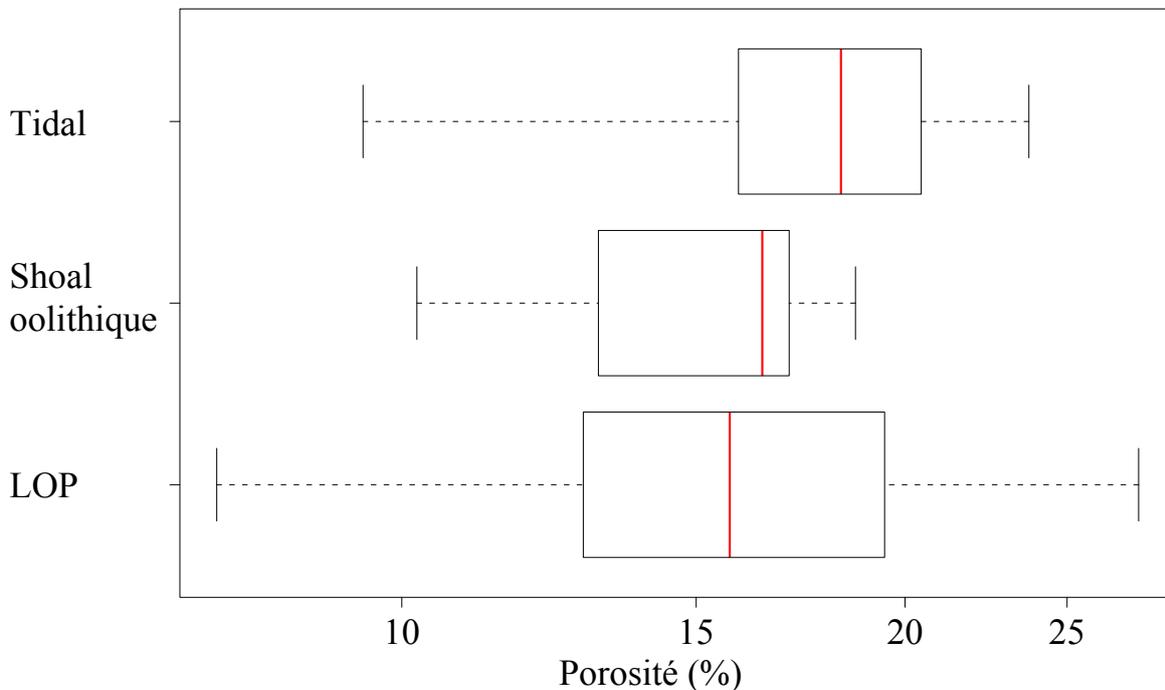


FIGURE 5.7 – Boîtes à moustaches de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction de leur sous-faciès sédimentologique. LOP : Lobe Oolithique Progradant

La **perméabilité** mesurée présente des valeurs comprises entre 0,001 mD et 8,94 mD (Fig. 5.8). La valeur moyenne la plus forte est mesurée dans le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant (1,28 mD) et la plus faible dans le sous-faciès Tidal (0,1 mD). La valeur moyenne dans le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est fortement influencée par une valeur forte (8.94 mD dans l'échantillon By01z) qui est en dehors de toute les gammes habituellement mesurées dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Sans cette valeur forte, la perméabilité moyenne dans le sous-faciès de Lobe Oolithique est alors de 0,2 mD. Globalement, la perméabilité est sensiblement supérieure dans le sous-faciès de Shoal Oolithique en comparaison avec le sous-faciès Tidal.

S.F.	Echantillon	K mD	Porosité		Cimentation		Interpénétration		Vp sec km/s	Vp sat km/s	F	F.I.C. g.cm <sup>-2</sup> .h <sup>-1/2</sup>	Tortuosité	T.M.G µm
			%	%	%	%								
L.O.P.	By 12 y		19,81	4,27	1,21	3,92	4,2	44,19					8,8	404,15
L.O.P.	By 12 z	0,19	17,86	13,69	0,31	4,04	4,33	47,44		87,89			8,5	369,53
L.O.P.	Ma 01 z	0,07	15,54	2,31	1,2	4,92		86,27		6,71			11,0	566,52
L.O.P.	Ma 02 x		12,84	2,04	1,42	4,74		71,15		25,03			7,9	572,74
L.O.P.	Ma 02 z	0,03	12,84	3,66	1,2	5,02				22,14			7,9	428,88
L.O.P.	Ma 03 y		12,54	5,28	1,87	4,38		55,11		38,15			7,3	476,16
L.O.P.	Ma 03 z	0,07	13,44	4,7	2,33	4,46		49,58		37			7,3	532,85
L.O.P.	Ma 04 x		10,58	1	0,23	4,95		88,79		27,29			14,1	452,83
L.O.P.	Ma 04 y		7,75	1	0,6	5,67		241,51		24,36			14,1	323,08
L.O.P.	Ma 04 z	0,06	15,71	4,51	1,04	5,08				30,22			14,1	355,34
L.O.P.	By 01 z	8,94	19,25	10,44	0,5	3,66	3,84	25,65		118,15				
L.O.P.	By 03 z	0,23	16,63	8,73	0,52	3,47	4,04	27,87		128,49			4,7	329,54
L.O.P.	By 11 x		27,59	6,41	0,53	3,77	4,15	23,55					5,1	792,56
L.O.P.	By 11 y		19,64	12,39	0,25	3,73	4,09	25,52					5,1	389,63
L.O.P.	By 11 z	0,68	19,7	14,01	0,29	3,67	4,03	27,82		112,52			5,1	757,52
S.O.	By 17 x		13,11	20,48	0,91	3,49	4,7	34,39		61,49			5,6	605,45
S.O.	By 17 y	0,42	13,58	14,56	0,76	3,17	4,14	1,91					8,6	604,57
S.O.	By 17 z		16,89	10,21	1,76	3,23	3,92	8,98					8,3	589,65
S.O.	By 20 x		18,3	9,37	1,23	3,56	4,09	58,31					8,9	451,25
S.O.	By 20 y	0,29	16,37	12,43	0,3	3,92	4,31	57,06		71,61			10,2	374,95
S.O.	By 20 z		16,64	10,9	0,76	3,83	4,26	21					3,9	413,1
S.O.	Ra 10 x		17,56	2,81	1,34	3,64	4,14	63,06					8,3	319,5
S.O.	Ra 10 y		16,72	3,62	1,62	3,56	4,08	44,39					7,8	394,14
S.O.	Ra 10 z	0,22	17,05	6,11	1,03	3,71	4,09	91,41		82,57			10,1	484,2
S.O.	Ra 11 x		15,27	5,11	0,67	3,22	4,22	121,62					12,4	302,42
S.O.	Ra 11 y		17,8	6,04	0,35	3,41	3,89	157,26					18,6	440,86
S.O.	Ra 11 z	0,26	18,49	5,72	0,36	3,24	3,77	48,71		93,57			7,6	341,11
S.O.	Ra 12 x		13,21	8,59	0,18	4,05	4,85	47,98					6,0	564,26
S.O.	Ra 12 y	0,09	17,62	4,11	0,87	3,59	3,92	72,72		52,88			9,5	443,77
S.O.	Ra 13 x		11,04	5,34	1,57	3,68	4,68	31,25					4,2	415,3
S.O.	Ra 13 y		10,21	8,06	0,53	4,22	4,92	12,55					2,1	440,4
S.O.	Ra 13 z	0,06	11,85	4,55	0,16	3,94	4,57	23,89		20,95			4,1	314
S.O.	Ra 14 x		15,58	11,34	0,97	2,8	4,01	46,21					7,1	470,52
S.O.	Ra 14 y		12,53	6,17	2,12	3,61	4,74	24,66					5,3	806,6
S.O.	Ra 14 z	0,09	13,07	10,34	1,55	3,14	4,61	28,04					5,9	671,3
S.O.	Ra 01 x	0,07	18,68	15,51	0,38	3,41	4,39	46,93		51,75			8,3	545,48
S.O.	By 04 x		16,43	17,5	1,04	3,05				73,68			6,1	765,64
S.O.	By 04 y		16,89	34,7	0,82	3,28		31,56		116,23			6,1	749,14
S.O.	By 04 z	2,8	16,65	12,01	0,41	2,68	4,1	41,15		84,11			6,1	466,62
S.O.	By 05 y	0	11,54	14,52	0,05	4,14	4,99	82,3		35,51			15,8	455,83
TI	Ra 15 x	0,13	15,45	11,2	0,86	3,84	4,36	50,3		10,15			10,2	675,97
TI	Ra 15 y		21,55	8,1	2,94	3,35	3,74	41,68					8,6	503,54
TI	Ra 15 z		21,15	6,84	0,87	3,49	3,88	37,85					7,3	479,77
TI	Ra 16 x		20,23	9,23	0,49	3,39	3,91	15,74					14,0	524,46
TI	Ra 16 y		20,7	5,89	1,93	3,55	3,91	22,53					11,5	578,18
TI	Ra 16 z	0,19	19,36	11,23	0,07	3,74	4,19	236,13		96,27			28,7	85,9
TI	By 13 x		18,31	7,16	1,33	3,76	4,23	72,14					13,2	432,02
TI	By 13 y		21,58	9,31	0,49	3,76	4,08	36,06					7,8	442,02
TI	By 13 z	0,1	15,91	5	2,16	4,25	4,53	19,29		54,99			3,1	422,02
TI	By 14 x	0,01	13,37	10,66	0,07	4,18	4,76	19,65		17,7			2,6	543,91
TI	By 14 y		14,39	18,14	0,43	4,14	4,67	6,44					0,9	481,03
TI	By 14 z		9,48	34,4	0	4,78	5,52	143,59					13,6	708,39
TI	By 15 x		21,4	5,54	4	2,48	3,41	48,83					10,4	546,05
TI	By 15 y		19,77	3,55	4,27	3,74	4,08	76,21					15,1	553,01
TI	By 15 z	0,36	19,78	4,8	3,48	3,01	3,67	46,5		124,1			9,2	573,31
TI	By 16 x		20,58	8,06	0	4,01	4,09	26,06					5,4	726,25
TI	By 16 y		20,45	7,96	0,1	4,44	4,04	25,97					5,3	531,07
TI	By 16 z	0,07	20,75	7,87	0,2	3,85	4,16	21,4		62,87			4,4	335,9
TI	By 18 y		17,01	6,97	1,57	3,07	4,11	43,24					5,4	406,8
TI	By 18 z	0,04	17,36	7,02	1,29	3,17	4,09	22,93					5,3	497,81
TI	Ma 11 x		12,15	16,92	0	3,99	4,77	22,25					4,4	660,8
TI	Ma 11 y		13,2	20,81	0	4,19	4,76	7,82					6,7	572,66
TI	Ma 11 z	0,02	12,26	15,14	0	4,12	4,96	42,66					4,2	517,5
TI	By 19 x		16,98	15,67	0	3,96	4,26	22,64					3,8	620,84
TI	By 19 y	0,04	15,49	16,93	0	4,34	4,72	17,98		19,85			5,7	570,97
TI	By 19 z		18,32	22,5	0	4,09	4,37	43,31					5,7	519,22
TI	Ra 02 y	0,11	16,35	11,67	0,09	3,6		35,79		57,34			7,4	549,19
TI	Ra 04 x		23,72	9,51	1,24	3,64	3,99	20,73		90,28			5,9	549,9
TI	Ra 04 y		16,7	10,83	1,71	4,17	4,7	41,75		68,21			5,9	781,86
TI	Ra 04 z	0,16	16,42	15,45	0,04	4,03	4,04	27,09		54,54			5,9	545
TI	By 08 x	0,11	15,9	6,43	0	3,62		42,56		80,02			5,6	692,63
TI	By 09 x		18,33	19,16	0,64	3,43	4,08	54,94		51,05				
TI	By 09 z	0,1	19,98	13,76	0	3,51	4,08	63,29		47,76				

Tableau 5.1 – Résultats des mesures pétrophysiques et des quantifications diagénétiques dans le secteur sud-est. S.F. : sous-faciès, K : perméabilité, C.I.F. : Coefficient d'Imbibition Capillaire et T.M.G. : Taille Moyenne des Grains. L.O.P. : Lobe Oolithique Progradant, S.O. : Shoal Oolithique et TI : Tidal.

Le diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la porosité montre une tendance similaire à ce qui est décrit dans la littérature (Worthington, 1993), c'est-à-dire une augmentation globale de la perméabilité en même temps que l'augmentation de la porosité (Fig. 5.8, A). Cependant pour une valeur de porosité fixe, on note une large gamme des valeurs de perméabilité, surtout pour les échantillons du sous-faciès de Shoal Oolithique. De ce fait aucune corrélation précise ne peut être déterminée. Ce fait est commun dans les réservoirs carbonatés où l'hétérogénéité en terme de microstructure induit une relation complexe entre ces deux paramètres (Rezaee et al., 2007 ; Palermo et al., 2010). La fracturation peut également avoir un effet important sur la relation porosité-perméabilité mais dans notre étude la micro-fracturation observée étant scellée, celle-ci n'affecte pas la perméabilité.

Parmi les autres paramètres pétrophysiques mesurés, le **facteur d'imbibition capillaire** varie de 7 à 128  $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$  dans l'ensemble des échantillons. Les valeurs les plus fortes sont mesurées dans le sous-faciès de Shoal Oolithique (moyenne de 68  $\text{g.cm}^{-2}.\text{h}^{-1/2}$ ) et la plus grande variabilité est observée dans le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant. Le diagramme croisé du facteur d'imbibition capillaire en fonction de la porosité montre une bonne corrélation positive entre ces deux paramètres. Aucune différence significative est observée entre les sous-faciès sédimentologiques (Fig. 5.8, B).

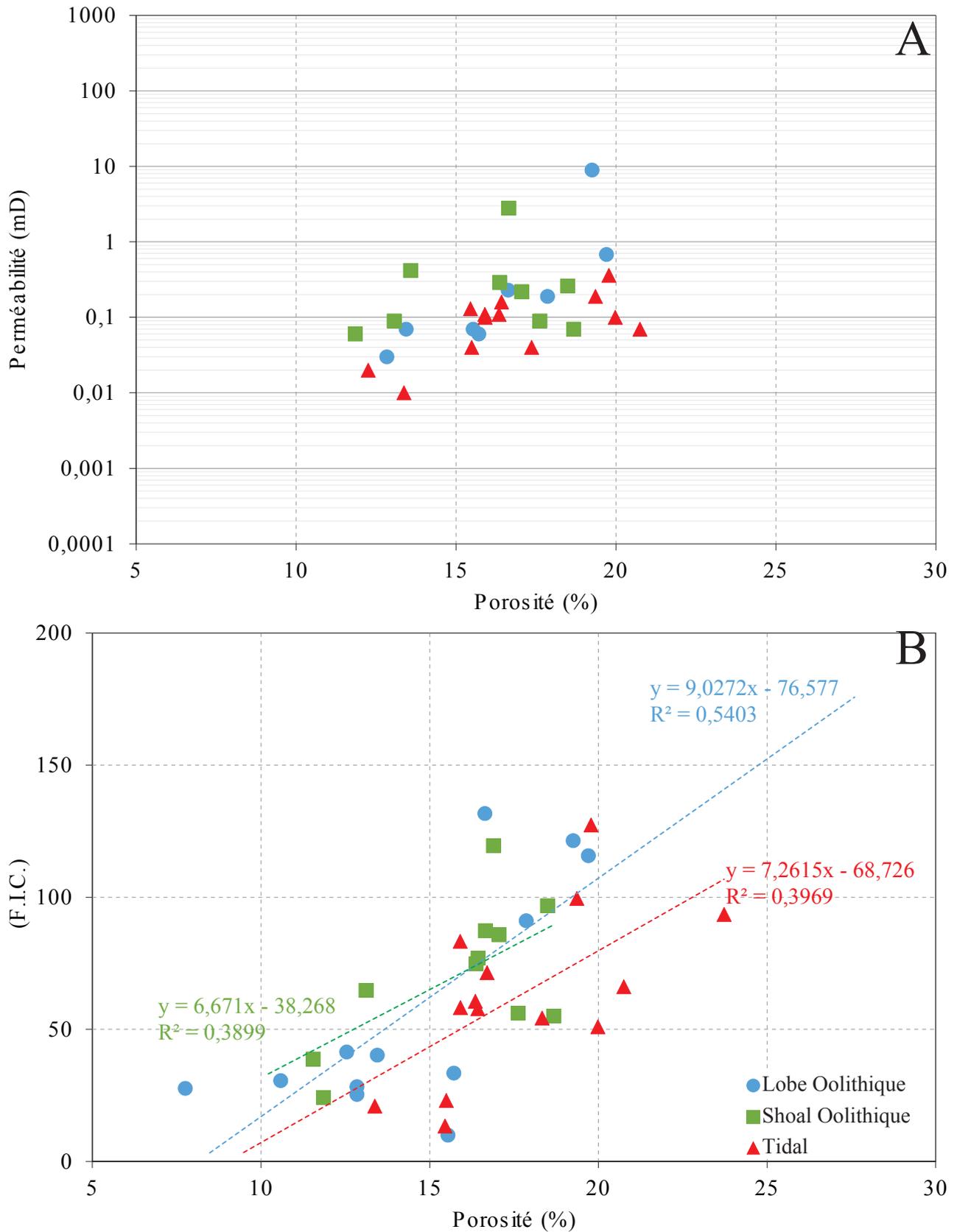


FIGURE 5.8 – Diagrammes croisés de la perméabilité (A) et du Facteur d'Imbibition Capillaire (B) en fonction de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction de leur sous-faciès sédimentologique. L.O.P. : Lobe Oolithique Progradant. F.I.C. : Facteur d'Imbibition Capillaire.

Les **vitesse des ondes acoustiques** ( $V_p$ ) mesurées à sec montrent des valeurs allant de 2,48 à 5,6  $\text{km.s}^{-1}$ . En condition saturée les valeurs sont comprises entre 3,4 et 5,5  $\text{km.s}^{-1}$ . Les sous-faciès de Shoal Oolithique et Tidal montrent les vitesses les plus faibles (3,5 et 3,8  $\text{km/s}$  en moyenne).

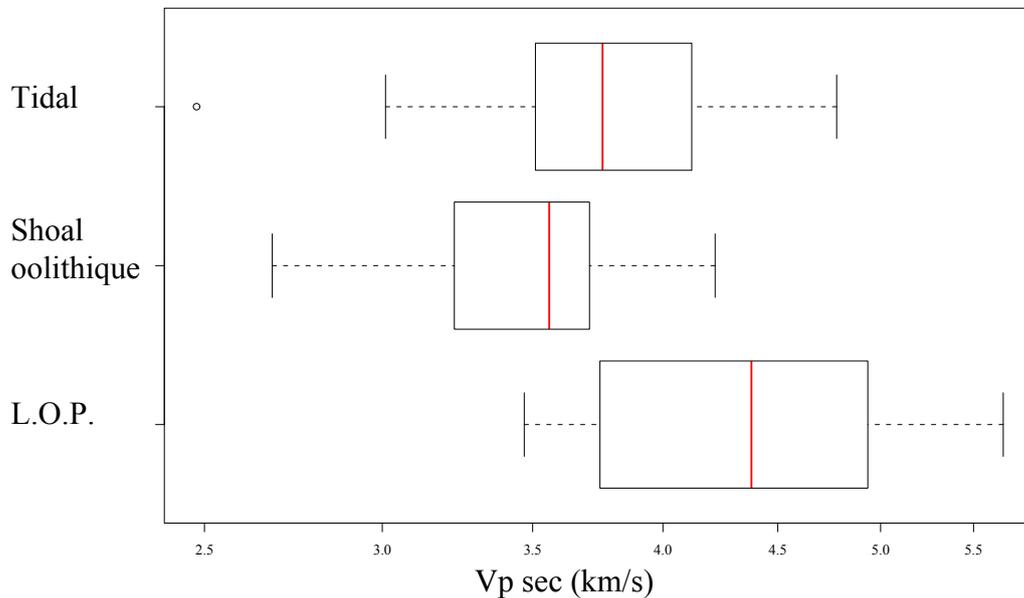


FIGURE 5.9 – Boîtes à moustaches de la vitesse de propagation des ondes P à sec pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction de leur sous-faciès sédimentologique. LOP : Lobe Oolithique Progradant

Les boîtes à moustaches montrent que le sous-faciès de Shoal Oolithique présente des vitesses d'onde inférieures à celles des autres faciès. Le sous-faciès Tidal prend lui, une position intermédiaire entre les deux autres sous-faciès (Fig. 5.9). Ces différences entre les sous-faciès sont statistiquement significatives et mettent en évidence une hétérogénéité de propagation des ondes acoustiques en fonction du sous-faciès sédimentaire. Aucune anisotropie n'est observée, que ce soit en condition sec ou saturée.

Le diagramme croisé de la vitesse des ondes en fonction de la porosité montre une corrélation négative (Fig. 5.10), encore une fois en accord avec la littérature (Cole, 1976 ; Anselmetti & Eberli, 1993 ; Croizé et al., 2010 ; Fournier et al., 2011). Une évolution similaire est observée pour les vitesses d'ondes mesurées à sec et en condition saturée. Les résultats en condition saturée présentent une dispersion moins importante que pour les mesures à sec.

Les mesures du **facteur de formation** (F) présentent des valeurs allant de 1,9 à 241 (Tableau 5.1) pour tous les échantillons du secteur sud-est. Ce facteur n'est pas constant au sein des sous-faciès sédimentologiques et les plus fortes valeurs sont observées dans le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant (moyenne de 62,7). Les valeurs moyennes pour les deux autres sous-faciès sont sensiblement comparables.

La **tortuosité** calculée varie de 1,9 à 28,7 et les sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant et de Shoal Oolithique présentent des valeurs moyennes comparables (8,6 et 8,3 respectivement). Ce

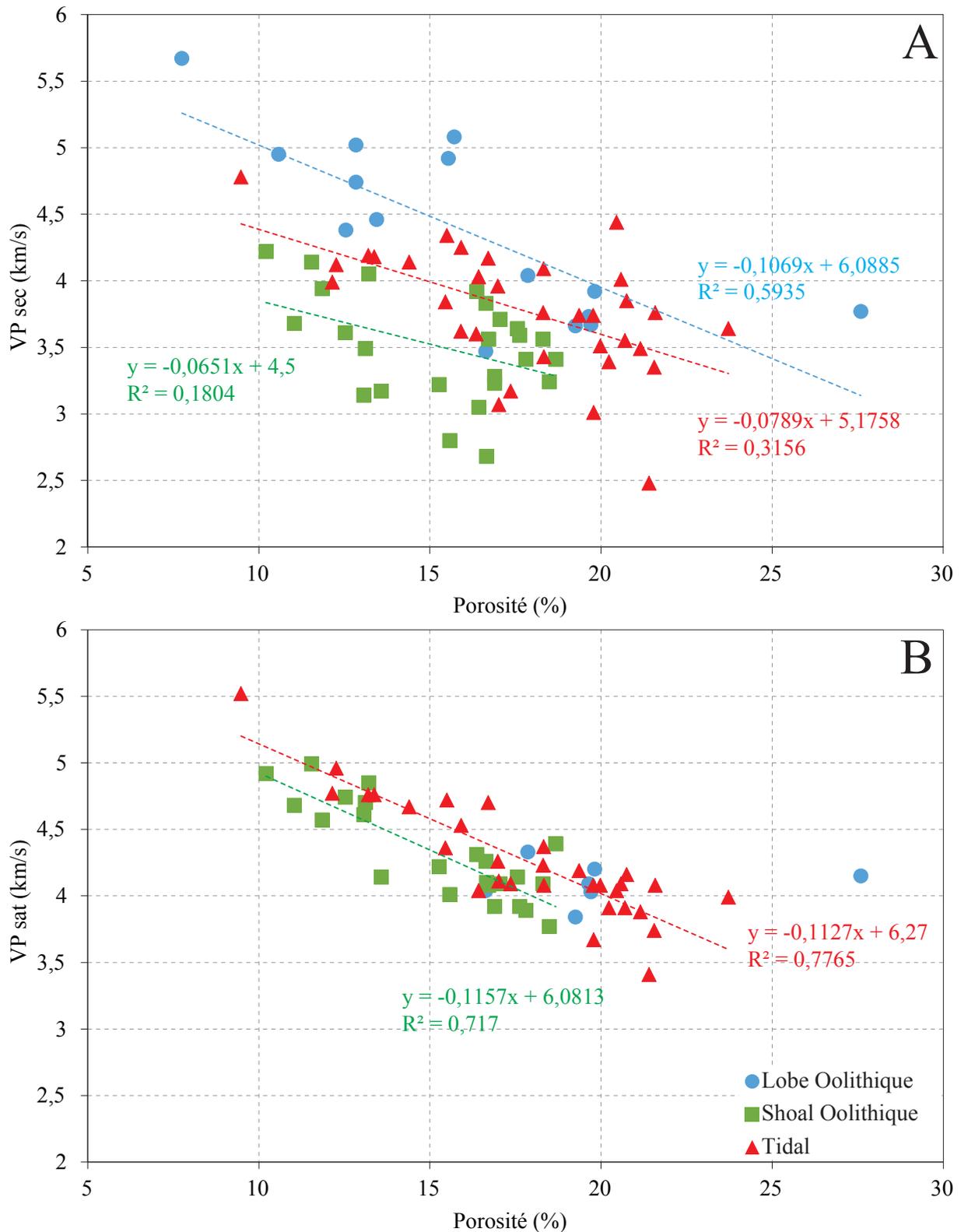


FIGURE 5.10 – Diagrammes croisés de la Vp sec (A) et de la Vp sat (B) en fonction de la porosité pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction de leur sous-faciès sédimentologique. L.O.P. : Lobe Oolithique Progradant.

dernier sous-faciès présente également la plus forte variabilité. Enfin, le sous-faciès Tidal présente la valeur moyenne la plus faible. Ce paramètre représente la complexité du réseau poreux (voir p. 71). On attend alors que pour une forte valeur de tortuosité, la perméabilité soit faible, du fait que le chemin d'écoulement est plus complexe. La reconstruction du réseau poreux et de sa connectivité présentée précédemment (Fig. 5.6, p. 117) permet de discuter du contrôle de la tortuosité sur la perméabilité. En effet, alors que l'échantillon By13y présente une valeur de porosité, un taux de cimentation et un taux d'interpénétration plus élevé que ceux de l'échantillon By08x, leurs perméabilités sont quasi-similaires (0,1 mD). Les valeurs de tortuosité calculées sont de 7,78 et 5,61 pour By13y et By08x respectivement. Bien que By08x présente une valeur de porosité plus faible, la bonne connectivité de son réseau poreux, démontrée par le nano-CT scan, assure une faible valeur de tortuosité lui permettant d'atteindre une perméabilité similaire à celle d'échantillons plus poreux et présentant plus d'interpénétration entre grains.

Cependant le diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la tortuosité ne présente pas de relation statistiquement significative (Fig. 5.11 A). De même, il n'existe pas de différence significative de la tortuosité entre les différents sous-faciès sédimentologiques (Fig. 5.11 B), indiquant que la perméabilité est également fortement contrôlée par d'autres paramètres, autres que la tortuosité.

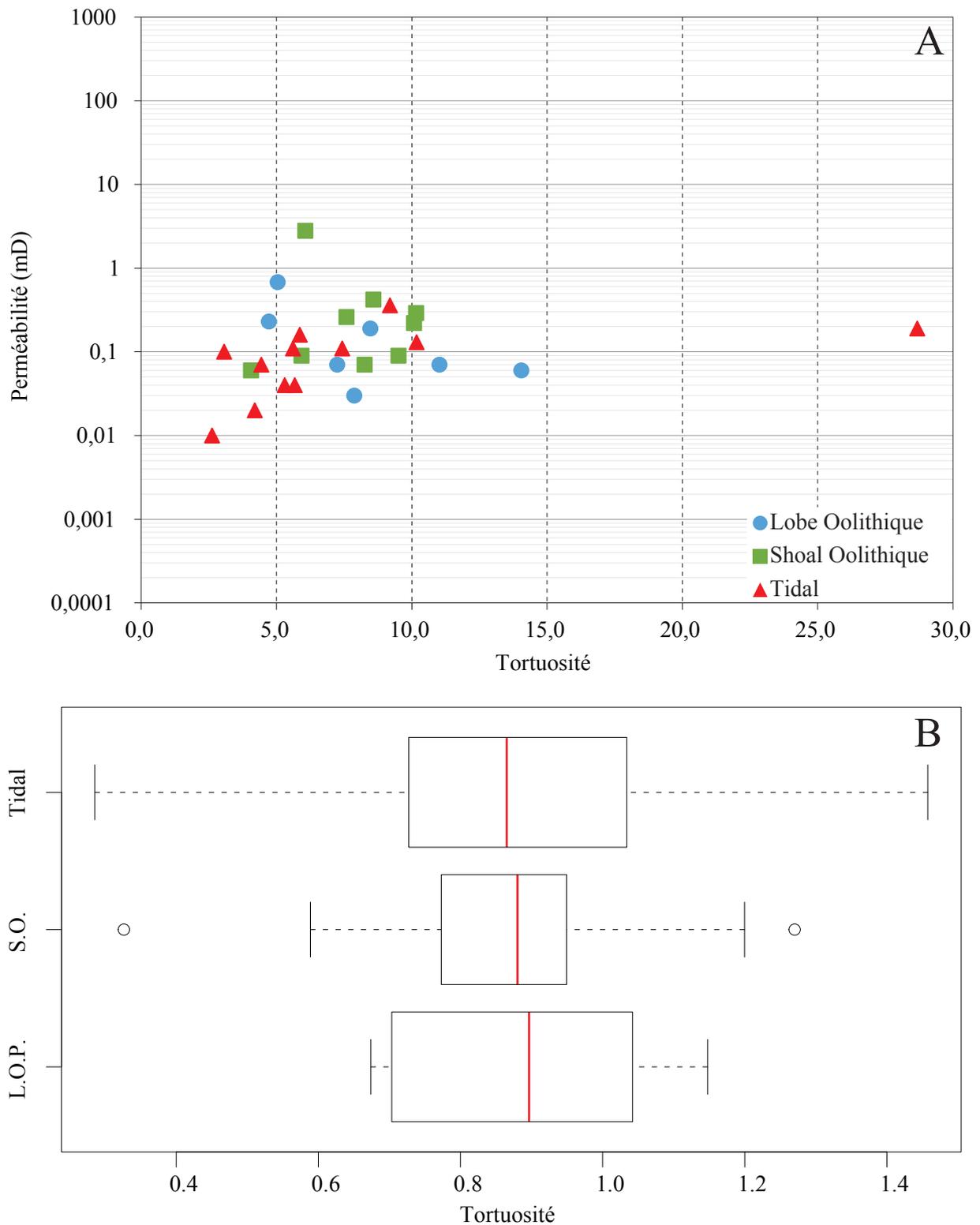


FIGURE 5.11 – (A) Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la tortuosité, pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction de leur sous-faciès sédimentologique. (B) Boîte à moustaches de la tortuosité pour les échantillons du secteur sud-est en fonction des sous-faciès sédimentologiques. L.O.P. : Lobe Oolithique Progradant, S.O. : Shoal Oolithique.

### 5.2.2 Le secteur médian du bassin

Les données disponibles pour le secteur médian sont plus disparates que pour le secteur sud-est. En effet, de par le type des échantillons ainsi que par les méthodes utilisées, il n'a pas toujours été possible de réaliser la totalité des mesures comme pour les sites en carrières. Ainsi, pour les mesures de porosité et de perméabilité des puits de Saint-Martin-de-Bossenay et de Saint-Brice, nous ne disposons que de celles consignées dans les rapports de fin de sondage uniquement. Pour le puits de Mailly-Le-Camp, nous disposons des mesures de perméabilité consignées dans le rapport de fin de sondage et de la porosité et de la vitesse de propagation des ondes acoustiques mesurées sur échantillons. De plus, aucune distinction n'est faite en terme de sous-faciès sédimentologiques, ces derniers ne pouvant être déterminés sur carottes mais uniquement à l'affleurement, du fait de la taille des structures sédimentaire les caractérisant.

Les gammes de **porosité** ne sont pas identiques entre les trois sites du secteur médian. En effet, alors que les puits de Saint-Martin-de-Bossenay et de Mailly-Le-Camp présentent des valeurs de porosité moyenne de 17.5 et 16 % respectivement, le puits de Saint-Brice présente lui une porosité moyenne bien plus faible, de l'ordre de 8 % (Fig. 5.12 A).

De même les valeurs de **perméabilité** sont sensiblement différentes selon le site d'étude. Les valeurs les plus fortes sont mesurées à Mailly-Le-Camp (0.7 mD en moyenne) et les plus faibles à Saint-Brice (0.1 mD en moyenne). Cependant, les valeurs de perméabilité disponibles dans le rapport de fin de sondage de Saint-Brice sont, dans la majorité des cas, égales à 0,05 mD ce qui représentait sûrement le seuil de détection de l'outil utilisé au moment des mesures en 1961. On peut néanmoins en conclure que la perméabilité est quasi-nulle dans ce site. Par analogie, le puits de Saint-Martin-de-Bossenay, foré en 1959, ne présente pas de valeurs de perméabilité inférieures à 0,2 mD.

Le diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la porosité pour les trois sites du secteur médian illustre les faibles valeurs de porosité et de perméabilité dans le puits de Saint-Brice (Fig. 5.12 A) sans relation avec la porosité. On note également qu'une corrélation positive entre ces deux variables semble être présente pour les puits de Saint-Martin-de-Bossenay et Mailly-Le-Camp.

Concernant les **vitesse d'ondes acoustiques**, on retrouve la même relation que celle observée dans le secteur sud-est, c'est-à-dire une corrélation négative entre valeur de porosité et vitesses des ondes P (Fig. 5.12 B). Cette relation se vérifie aussi bien pour les mesures de vitesses à sec qu'en conditions saturée.

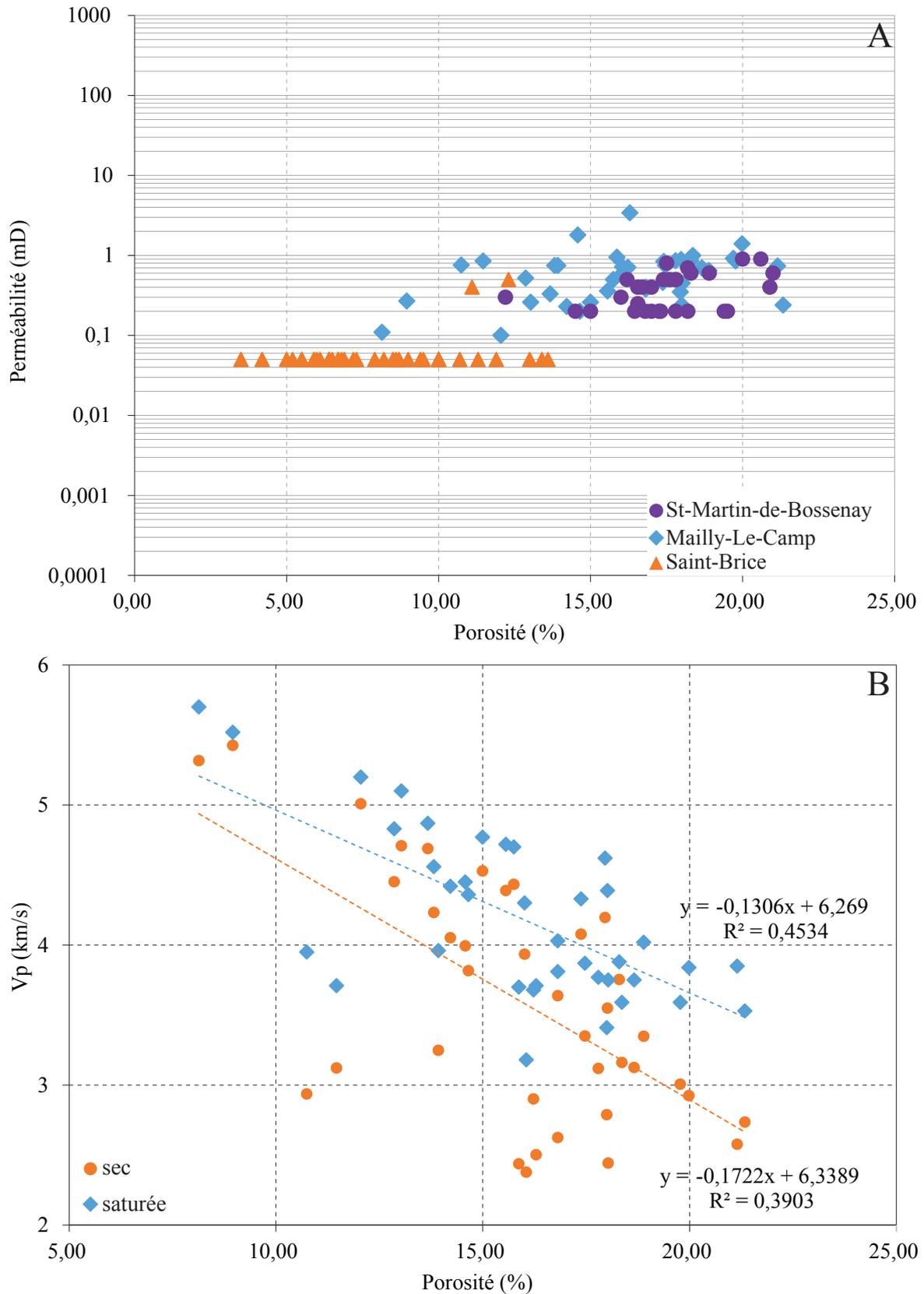


FIGURE 5.12 – (A) Diagramme croisé des perméabilités consignées dans les rapports de fin de sondage en fonction de la porosité (rapport pour SMB1 et SB101 et sur échantillon pour MA1) pour les échantillons des puits du secteur médian. (B) Diagramme croisé de la Vp (conditions sec et saturée) en fonction de la porosité pour les échantillons du puits de Mailly-Le-Camp.

Saint-Martin-de-Bossenay					Maily-Le-Camp					Saint-Brice									
Echantillon	K	Porosité	Cimentation	Interpénétration	T.M.G	Echantillon	K	Porosité	Cimentation	Interpénétration	Vp sec	Vp sat	T.M.G	Echantillon	K	Porosité	Cimentation	Interpénétration	T.M.G
	mD	%	%	%	µm		mD	%	%	%	km/s	km/s	µm		mD	%	%	%	µm
SMB1-1444	0,5	17,4	3,87	0	446	Ma1-1301,65	0,11	8,14	7,67	0	5,32	5,7	560,1	SBI-1940	0,5	12,3		2,31	
SMB1-1444,5	0,6	18,9	6,4	0,59	438,1	Ma1-1305	0,1	12,05	17,55	0,27	5,01	5,2	394,9	SBI-1940,5			3,95		394,9
SMB1-1450,4	0,5	17,8	8,15	0,13	307,6	Ma1-1309,2	0,27	8,95	17,55	0	5,43	5,52	325,98	SBI-1941	0,05	1,3		1,76	
SMB1-1455	0,3	16	16,06	0,26	374,9	Ma1-1312,1	0,33	13,67	2,2	0	4,69	4,87	526	SBI-1942	0,05	11,9		1,07	
SMB1-1459	0,3	12,2	7,55	0,06	292,7	Ma1-1313,1	0,46	17,38	2,73	0	4,08	4,33		SBI-1943	0,05	13,4		14,26	
SMB1-1460	0,9	20,6	16,95	0,04	452,1	Ma1-1315	0,5	15,75	2,73	0	4,43	4,7		SBI-1944	0,05	10,7			
SMB1-1463,6	0,7	18,2	24,86	0	424,5	Ma1-1317,15	0,26	15,00			4,53	4,77		SBI-1945		7,9			
SMB1-1465	0,6	18,3	8,63	1,17	424	Ma1-1318,1	0,2	14,65	11,79	0	3,82	4,36		SBI-1946	0,05	10			
SMB1-1468	0,5	16,2	11,66	0,74	339,5	Ma1-1319,1	0,23	14,22	29,27	0	4,05	4,42	187,35	SBI-1947	0,05	8,5		0,28	492,25
SMB1-1473,8	0,8	17,5	17,39	0,11	370,2	Ma1-1321,2	0,85	19,77			3,01	3,59		SBI-1948	0,05	6		0,64	418,37
SMB1-1476,2	0,4	20,9	12,66	0,42	537,8	Ma1-1322,1	0,85	18,30	4,56	0	3,75	3,88		SBI-1949	0,05	7,3			
SMB1-1479	0,9	20	13,53	1,5	420,8	Ma1-1324,75	0,75	13,82	4,29	0	4,23	4,56		SBI-1950	0,05	5,2			
SMB1-1487	0,2	14,5	22,8	0	382,2	Ma1-1327	0,575	16,01	4,93	1,23	3,93	4,3	383,36	SBI-1951	0,05	6,1			
SMB1-1491	0,5	17,8	11,74	0	790,8	Ma1-1336,7	0,4	16,81	8,12	0	3,64	4,03		SBI-1952	0,05	8,6		0,94	470
SMB1-1492	0,6	21	11,68	2,28	438,7	Ma1-1346,2	0,42	14,57	7,9	0	3,60	4,18		SBI-1953	0,05	9			
SMB1-1493	0,4	16,7	12,95	0,49	443	Ma1-1347,7	1,8	14,57	22,29	0	3,99	4,45	485,53	SBI-1955	0,05	5,5			
SMB1-1496,6	0,4	17	13,06	0,04	576,7	Ma1-1350,2	0,36	15,56			4,39	4,72		SBI-1956	0,05	9,4		0	328,83
SMB1-1506	0,4	16,55	12,52	0,16	498,9	Ma1-1353	0,38	16,81			2,63	3,81		SBI-1957	0,05	5		1,77	603,41
SMB1-1510	0,5	17,6	16,49	0,07	337,1	Ma1-1355,3	0,95	15,87	13,46	0,21	2,44	3,7	277,93	SBI-1958	0,05	8,2			
SMB1-1515	0,2	15	23,61	0	615	Ma1-1359,6	3,4	16,29	7,21	0,56	2,50	3,71	431,68	SBI-1959	0,4	11,1			
SMB1-1517	0,2	16,8	22,52	0,96	478,1	Ma1-1360,67	1,4	19,98			2,92	3,84		SBI-1960	0,05	7,2		25,02	322,85
SMB1-1519	0,2	17,8	24,3	0,46	512,6	Ma1-1363,1	0,72	16,05	1,58	1,04	2,38	3,18	280,86	SBI-1961	0,05	5,9			
SMB1-1520	0,2	16,45	17,02	0,38	528,6	Ma1-1364,4	0,76	13,94	13,94	0	2,94	3,95	266,8	SBI-1962	0,05	3,5		0,75	573
SMB1-1522	0,2	17,3	14,5	0,4	467,1	Ma1-1365	0,26	13,03	22,22	0	4,71	5,1		SBI-1963		4,1			
SMB1-1523	0,2	19,5	25,03	0	443,2	Ma1-1367,7	0,35	17,95			4,20	4,62	348,36	SBI-1964	0,05	4,2			
SMB1-1525	0,2	19,4	18,53	0,02	393,5	Ma1-1369,4	0,75	13,92			3,25	3,96		SBI-1965	0,05	11,3			
SMB1-1526	0,2	18,2	17,6	0,07	524,4	Ma1-1371,1	0,45	18,01			3,55	4,39		SBI-1966	0,05	5,5		0	356,2
SMB1-1527	0,2	17	19,57	0,13	636,4	Ma1-1373,17	0,75	17,46			3,35	3,87		SBI-1967	0,05	10		0,84	422,34
SMB1-1531	0,25	16,55	23,27	0,23	562,7	Ma1-1375,5	0,7	18,66			3,13	3,75		SBI-1968	0,05	10			
SMB1-1535	0,2	17,25	10,89	0,33	415,1	Ma1-1380		18,03			2,44	3,75		SBI-1969	0,05	6,1		1,04	567,21
						Ma1-1383,3	0,71	16,23	10,77	2,78	2,90	3,68	655,72	SBI-1970	0,05	6,7			
						Ma1-1385,1	0,74	21,15	9,73	0,87	2,58	3,85	322,13	SBI-1971	0,05	8,6		0,89	365,14
						Ma1-1388,72	1,1	17,98			2,53	3,38		SBI-1972	0,05	13,6			
						Ma1-1390,65	0,89							SBI-1973	0,05	9,5			
						Ma1-1392,8	0,63		10,22	0	2,73	3,65	240	SBI-1974	0,05	6,7		0,97	476,88
						Ma1-1397,1	0,92	19,70			2,74	3,53	344,36	SBI-1975	0,05	6,4			
						Ma1-1399,15	0,24	21,33	9,69	0,12	2,79	3,41		SBI-1976	0,05	6,4		0,37	383,22
						Ma1-1400	0,24	18,00			2,79	3,41		SBI-1977	0,05	7,9			
						Ma1-1402,5	0,9	17,79	18,68	0,06	3,16	3,77	451,81	SBI-1981,2	0,05	6,9			
						Ma1-1403,5	0,86	17,99	5,71	0	3,12	3,77	271,95	SBI-1982,2	0,05	8,7		0	573
						Ma1-1405,5	0,76	17,41	11,98	0	3,08	3,78	284,48	SBI-1983,2	0,05	6,8			
						Ma1-1407,85	0,84	18,89	20	0,04	3,35	4,02	364,59	SBI-1984,2	0,05	6,5		0,91	497,44
						Ma1-1408,5	0,65	18,89	8,56	0,27	3,16	3,59	411,4						
						Ma1-1409	1	18,36			3,12	3,71							
						Ma1-1411,1	0,85	11,46			4,45	4,83	200,48						
						Ma1-1414,5	0,52	12,86	8,34	0	3,97	4,39	163,7						
						Ma1-1416,5	0,35	13,74	13,74	0,00									

Tableau 5.2 – Résultats des mesures pétrophysiques et des paramètres diagénétiques dans le secteur médian. S.F. : sous-faciés, K : perméabilité et T.M.G. : Taille Moyenne des Grains.

### 5.2.3 Le secteur central du bassin

Dans le secteur central, le puits de Sucy-en-Brie qui est actuellement exploité en géothermie n'a pas pu faire l'objet de mesures des paramètres usuels tels que porosité et perméabilité, du fait que les seuls échantillons disponibles sont sous forme de cuttings. De même l'absence d'enregistrement diagraphique en sonic empêche toute estimation des vitesses d'ondes acoustiques. En revanche, les mesures de porosité, perméabilité, de vitesses d'ondes acoustiques (en condition sec et saturée) et de facteur d'imbibition capillaire ont été acquises sur le puits de Banthelu (Tableau 5.3).

Le puits de Banthelu montre des valeurs de porosité allant de 7 à 20 % (moyenne de 12 %) et une perméabilité allant jusqu'à 86 mD (moyenne de 8,6 mD). Les  $V_p$  ont des valeurs comparables aux autres sites, allant de 2,4 à 4,8 km/s (moyenne de 3,8 km/s). Les relations usuelles entre les valeurs de porosité et de perméabilité et entre les valeurs de porosité et de  $V_p$  en condition sec et saturée sont également observées (Fig. 5.13 A et B.).

Dans le puits de Banthelu, la zone comprise entre 1220 m et 1180 m présente une forte perméabilité et est considérée comme une zone dite "productrice". Dans cet intervalle, la perméabilité varie de 0,001 à 86 mD avec une valeur moyenne de 12 mD. Dans l'intervalle non producteur, la perméabilité varie de 0,013 à 32 mD avec une moyenne de 3 mD.

Echantillon	K mD	Porosité %	Cimentation %	Interpénétration %	Vp sec km/s	Vp sat km/s	F.I.C. g.cm-2.h-1/2	T.M.G µm
BA1-1175	0,016	8,5	10,3	0,0	4,3	4,8	7,9	287,0
BA1-1176	0,569	10,2	4,3	0,6	4,1	4,5	15,8	614,4
BA1-1177	0,070	7,9	7,0	0,4	4,5	4,9	8,4	612,0
BA1-1178	0,001	6,8	11,1		4,6	4,9	6,3	
BA1-1180	41,843	14,2	5,0	0,1	4,3	4,6	34,6	459,5
BA1-1180.3	28,948	12,4	4,3	0,3	4,4	4,7	32,6	395,2
BA1-1189	1,121	8,9	1,2	0,9	4,3	4,7	9,1	435,0
BA1-1190.5	3,192	12,9	2,2	0,4	4,4	4,6	29,7	386,9
BA1-1194	0,474	9,5	1,6	0,0	4,7	5,0	14,9	
BA1-1196.5	3,460	11,2	1,7	0,0	4,2	4,9	23,7	317,4
BA1-1197	0,040	8,6	1,1	0,5	4,8	5,0	8,7	399,9
BA1-1200	86,190	14,7	4,7	0,8	4,6	4,7	47,5	525,2
BA1-1202	2,376	11,2	8,0	0,7	4,4	5,0	17,3	700,0
BA1-1202.5	1,005	11,1	3,5	0,3	4,4	4,7	13,6	358,6
BA1-1207.7	0,031	8,1	4,7	1,1	3,7	4,7	11,5	510,0
BA1-1220.6	30,429	14,3	14,4	0,0	3,4	4,2	39,9	529,0
BA1-1222	0,032	9,9	2,4	0,4	4,5	4,7	10,3	475,3
BA1-1226,5			11,5	0,0				
BA1-1231	0,170	9,9	4,8	0,2	4,3	4,8	10,6	518,0
BA1-1233.7	32,348	16,4		0,0	2,8	3,8	34,3	
BA1-1238.8	0,044	9,0	3,2	0,1	3,9	4,3	8,8	467,6
BA1-1253	0,826	18,8	23,0	0,0	2,7	3,5	58,6	507,0
BA1-1254	1,376	20,2	1,1	0,0	2,4	3,2	60,0	466,5
BA1-1255.8	3,196	18,4	6,7	0,0	2,7	3,3	51,1	336,9
BA1-1256	0,260	17,3			2,5	3,4	28,1	
BA1-1258			5,9	0,0				397,9
BA1-1271,7			7,3	0,0				
BA1-1272	3,595	13,0	33,6	0,0	2,6	4,1	17,6	341,9
BA1-1296.5b	0,062	12,2			3,5	4,1	10,6	
BA1-1289			8,9	0,0				
BA1-1291			26,0	0,0				487,0
BA1-1299	0,218	13,8			2,9	3,8	23,2	
BA1-1300	0,013	9,5	12,1		3,3	4,3	1,1	

Tableau 5.3 – Résultats des mesures pétrophysique et des quantifications diagénétiques dans le puits de Banthelu. K : perméabilité, C.I.F. : Coefficient d'Imbibition Capillaire et T.M.G. : Taille Moyenne des Grains.

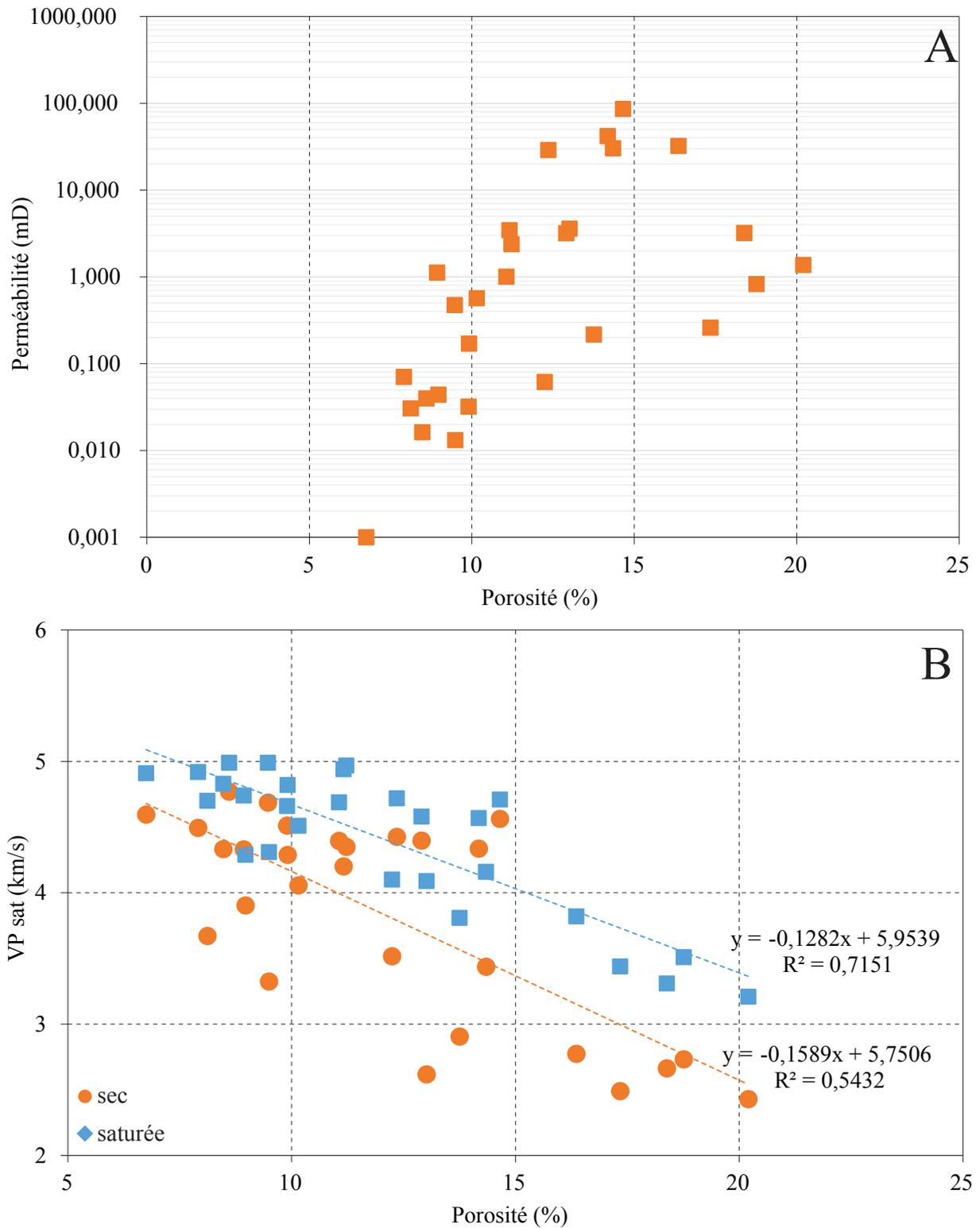


FIGURE 5.13 – Diagrammes croisés. (A) Perméabilité en fonction de la porosité et (B) Vp (sec et saturée) en fonction de la porosité pour les échantillons du puits Banthelu.

## 5.3 Contrôles sédimentologiques et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques

### 5.3.1 A l'échelle du bassin

La comparaison des différents secteurs d'études entre-eux permet, **dans un premier temps**, de mettre en évidence des hétérogénéités dans les propriétés réservoirs de la Formation de l'Oolithe Blanche **à l'échelle du bassin**.

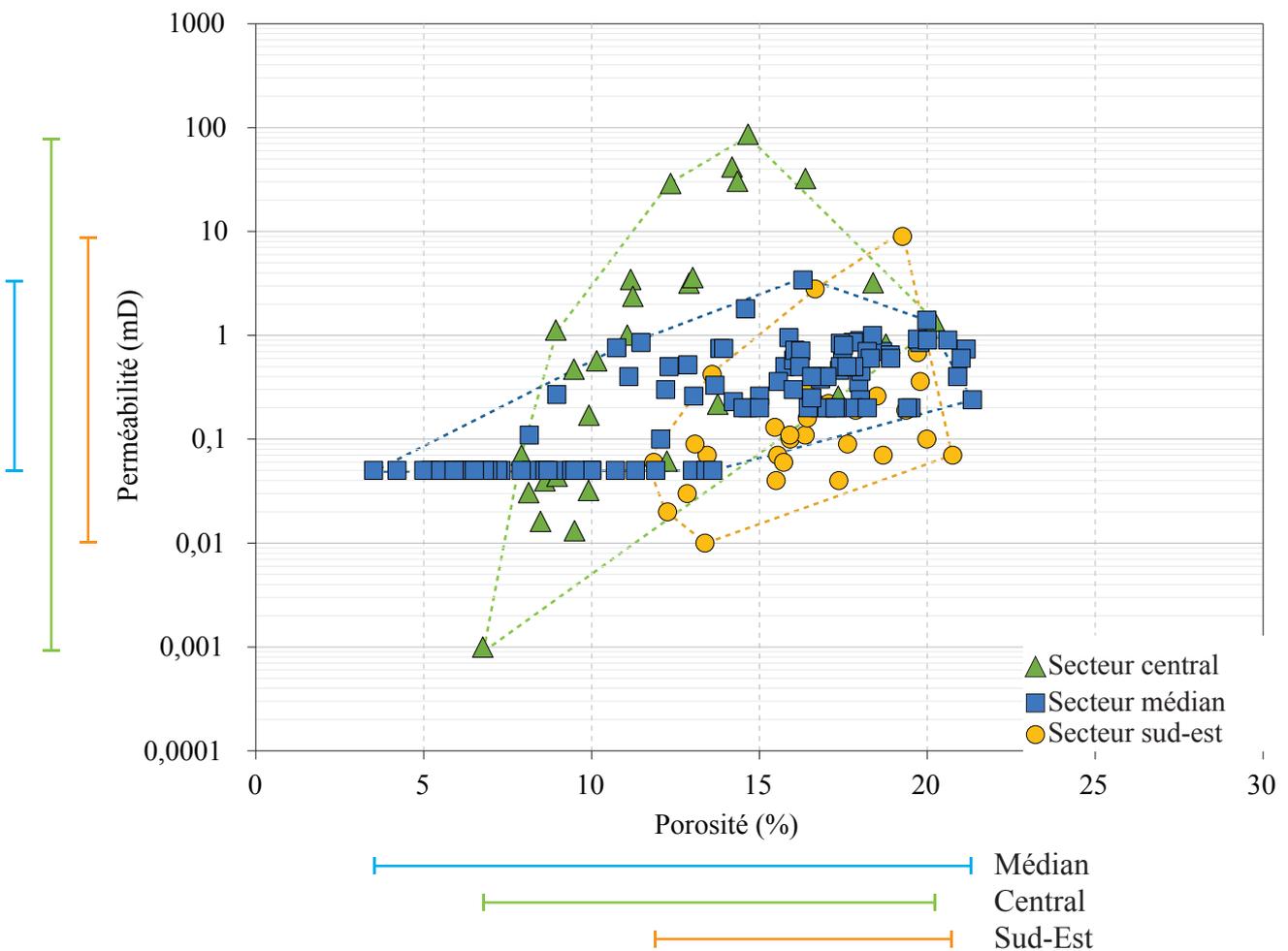


FIGURE 5.14 – Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de la porosité pour tous les secteurs étudiés. Pour le secteur sud-est, tous les sous-faciès sédimentologiques sont confondus.

En ce qui concerne la **porosité** (Fig. 5.14 et 5.15 A), la Formation de l'Oolithe Blanche montre des valeurs allant de 3 à 27 % (valeur maximale non représentée sur le diagramme croisé car non associée à une mesure de perméabilité) avec une relative similitude entre les différents secteurs d'étude, à l'exception des puits de Saint-Brice (SB-101) et de Banthelu (Ba-1) qui présente des valeurs de porosité plus faible. La porosité au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche est principalement de la microporosité intraparticulaire sauf dans le secteur sud-est où on rencontre de la macroporosité moldique et dans le secteur central où on rencontre de la macroporosité

interparticulaire.

La **perméabilité** est toujours très faible dans la Formation de l'Oolithe Blanche (Fig. 5.14 et 5.15 B) et est généralement inférieure à 1 mD pour les secteurs sud-est et médian, avec une très faible variabilité. Les secteurs sud-est et médian présentent des gammes de perméabilité presque identiques, à l'exception du puits de Saint-Brice qui montre la plus faible perméabilité, tous sites confondus. Cette faible valeur de perméabilité classe la Formation de l'Oolithe Blanche dans la catégorie des réservoirs de type "tight" (c.f. chapitre 1.3, p. 31), du moins dans les secteurs sud-est et médian. Le secteur central en revanche, présente de fortes valeurs de perméabilité (jusqu'à 90 mD) avec une importante gamme de variations. Ceci s'explique par la conservation de la porosité primaire, du fait d'un défaut de cimentation de blocage interparticulaire. La qualité réservoir est alors "acceptable" dans le secteur central.

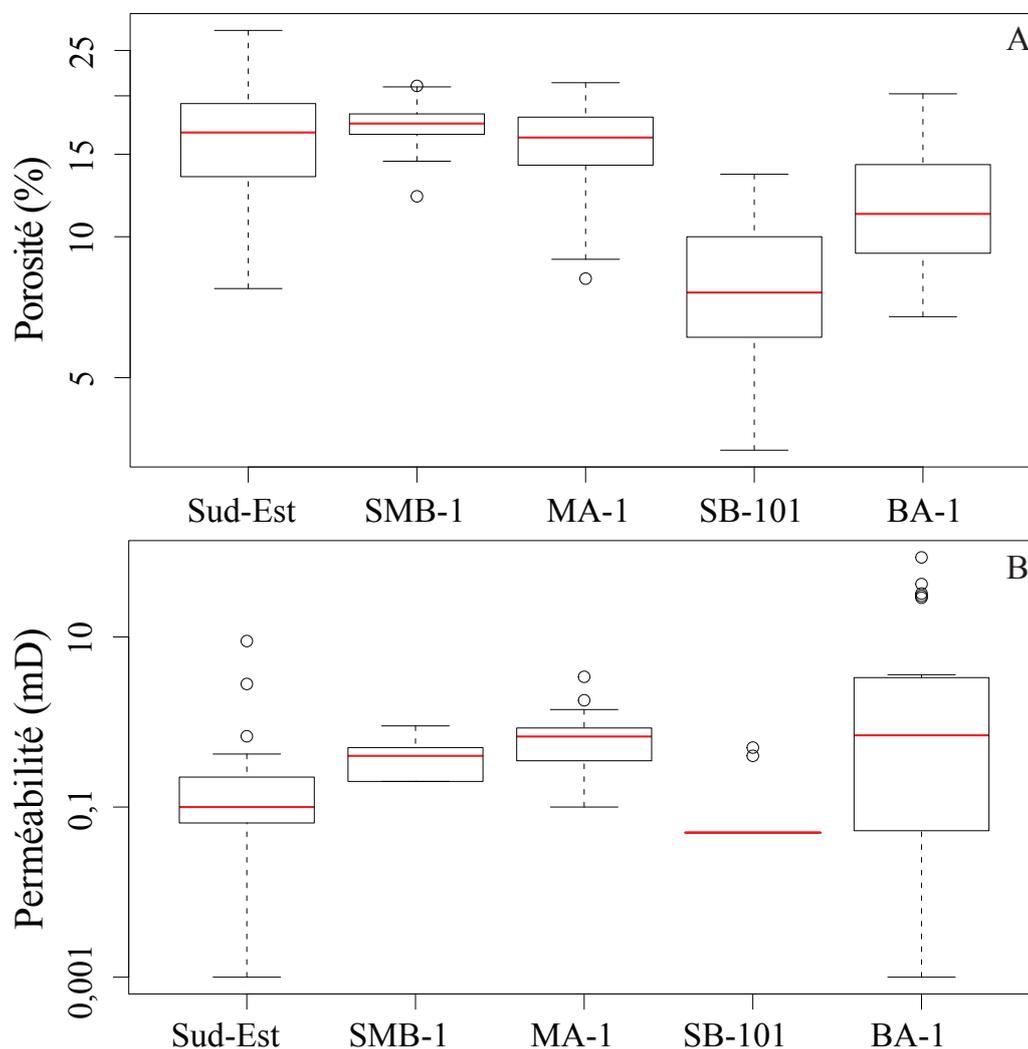


FIGURE 5.15 – Boîtes à moustaches de la porosité (A) et de la perméabilité (B) pour tous les puits et les carrières des secteurs étudiés. SMB-1 : Saint-Martin-de-Bossenay, MA-1 : Mailly-le-Camp, SB-101 : Saint-Brice et BA-1 : Banthelu.

Bien souvent dans les réservoirs carbonatés, la porosité de fracture a pour effet, sur ce type de diagramme, de montrer des valeurs très élevées de perméabilité (sur de larges gammes de valeurs) pour de très faibles valeurs de porosité. Il apparaît ici, en accord avec les études de terrain, les analyses pétrographiques et les analyses de porosimétrie mercure, que la perméabilité

du réservoir est assuré uniquement par la porosité matricielle.

Le même genre d'hétérogénéité est observé au regard du diagramme de la vitesse des ondes acoustiques en fonction des valeurs de porosité. On note que, tout comme pour les différents sous-faciès sédimentologiques du secteur sud-est, chaque secteur a sa propre réponse de propagation des ondes acoustiques (Fig. 5.16 A). L'analyse statistique montre que c'est dans le secteur médian que l'on rencontre les plus faibles valeurs de  $V_p$  et que les plus fortes sont mesurées dans le secteur central (Fig. 5.16 B). Ceci s'explique par le fait que le secteur central présente des valeurs de porosité relativement plus faibles que dans les autres secteurs d'études (Fig. 5.15 B).

Enfin, les mesures de perméabilité verticales et horizontales présentent dans les rapports de fin de sondage et n'ont pas montré d'anisotropie de perméabilité dans la Formation de l'Oolithe Blanche, en accord avec [Delmas et al. \(2010\)](#).

L'ensemble des données pétrophysiques sur les différents secteurs d'étude montre d'importantes hétérogénéités. Quelles soient locales ou à l'échelle du bassin, il est nécessaire pour comprendre ces hétérogénéités de rechercher les paramètres microstructuraux et diagénétiques pouvant les expliquer. L'étude diagénétique menée sur les trois secteurs d'étude, couplée à la détermination des fluides diagénétiques parents, permet de fournir un premier élément de réponse quant à l'hétérogénéité des propriétés réservoirs à l'échelle du bassin.

Globalement, les propriétés et les hétérogénéités pétrophysiques rencontrées dans la Formation de l'Oolithe Blanche sont la conséquence de (1) la circulation de différents types de fluides parents des cimentations carbonatées et (2) de l'environnement de dépôt et plus particulièrement de la variation de faciès au sein de la plate-forme. Ces deux paramètres vont influencer directement les hétérogénéités diagénétiques, comme discuté dans le chapitre 4 (page 77). La comparaison des paragenèses dans les secteurs d'étude montre que celles-ci sont quasi-identiques entre les secteurs sud-est et médian. Le secteur sud-est est caractérisé par une histoire diagénétique complexe. Comme présenté précédemment, ces deux secteurs ont également des propriétés réservoirs presque similaires en terme de porosité et de perméabilité. En revanche, le secteur central se démarque par une histoire diagénétique relativement plus courte que dans les autres sites, avec notamment des phases de cimentation incomplètes et la conservation d'une porosité primaire initiale pouvant être à l'origine des bonnes propriétés réservoirs rencontrées (zone dite "productrice" dans le puits de Banthelu par exemple). De même, la compaction joue un rôle important en permettant la connexion du réseau poreux intraparticulaire et en participant donc à la création de chemin de migration pour les fluides. A l'inverse, la cimentation, et plus particulièrement la cimentation isopaque, a comme conséquence la création de barrières de perméabilité lorsque celle-ci est piégée entre deux grains microporeux lors de la compaction. C'est le cas du puits de Saint-Brice dans le secteur médian où la cimentation isopaque intervient avant la compaction (Fig. 4.12, page 92).

Ainsi, il apparaît que les hétérogénéités à l'échelle du bassin ont leur origine dans les paléocirculations des fluides à l'origine des phases de cimentation (voir discussion chapitre 4.5). Il s'avère alors que pour une bonne compréhension de la géométrie du réservoir et de la caractérisation de

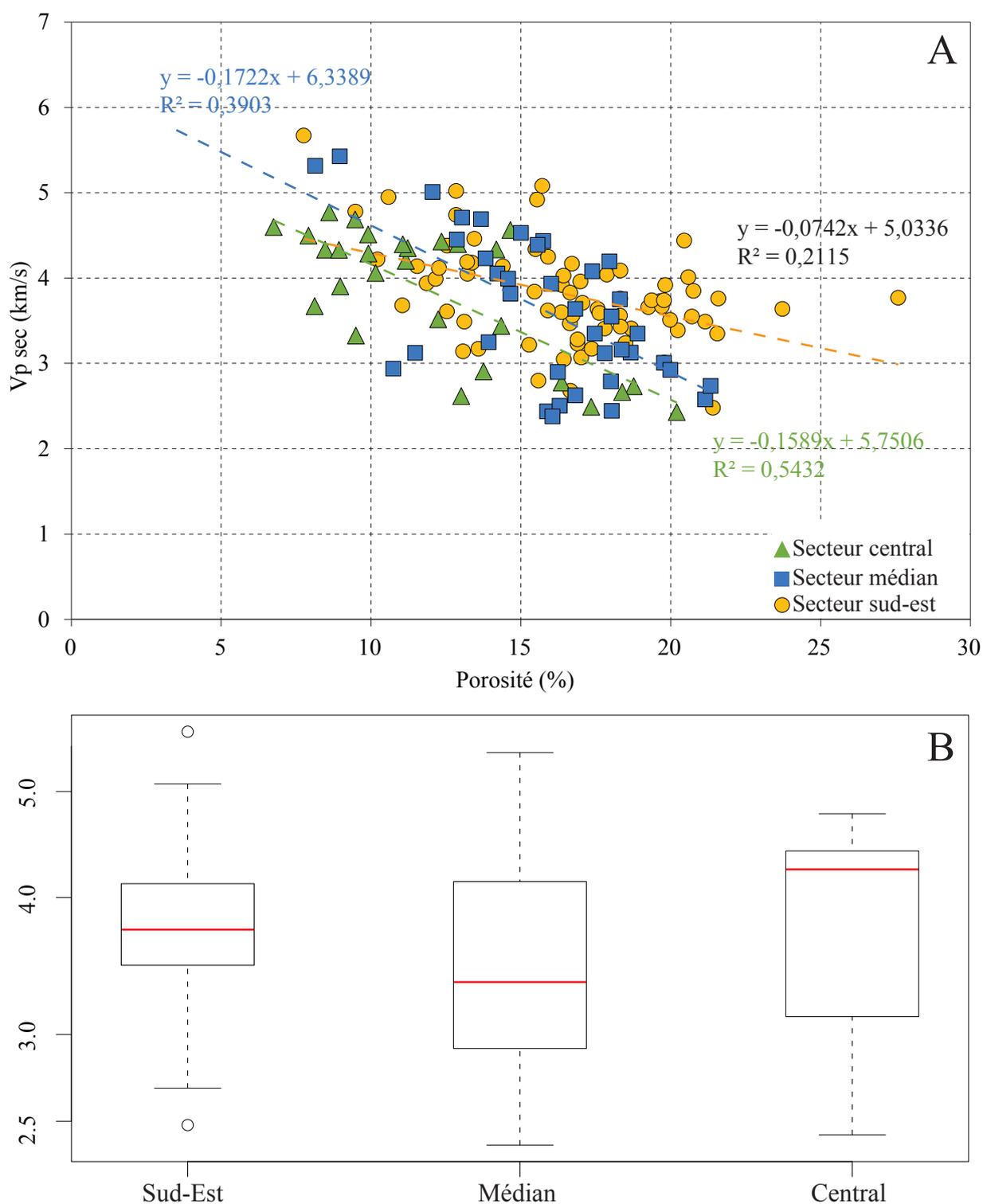


FIGURE 5.16 – (A) Diagramme croisé de la Vp sec en fonction de la porosité pour tous les secteurs étudiés. Les tiretés indiquent les tendances générales pour chaque secteurs. (B) Boîtes à moustaches de la Vp sec pour les trois secteurs d'étude.

ses hétérogénéités, il est nécessaire de parfaitement en modéliser les paléocirculations (types de fluides, chronologie, etc...).

### 5.3.2 A l'échelle de l'échantillon

#### Dans le secteur sud-est

Afin de mieux caractériser les hétérogénéités observées dans les propriétés pétrophysiques de la Formation de l'Oolithe Blanche **à l'échelle de l'échantillon**, cette étude couple l'analyse pétrographique définissant la microstructure et les paramètres diagénétiques avec une étude statistique. **L'Analyse en Composante Principale** (ACP), ainsi que le calcul des coefficients de Pearson, sont utilisés pour valider le fait que les propriétés pétrophysiques sont liées aux sous-faciès sédimentologiques. Étant donné que ceux-ci sont décrits dans le secteur sud-est et que, par ailleurs, celui-ci présente les jeux de données diagénétiques et pétrophysiques les plus complets, c'est sur les trois sites de Bourgogne que cette étude est d'abord menée. Les variables concernées sont tout naturellement l'ensemble des variables pétrophysiques mesurées (i.e. porosité, perméabilité,  $V_p$ , facteur de formation, facteur d'imbibition capillaire et tortuosité) mais également les variables diagénétiques quantifiés par l'analyse d'image (i.e. surface de cimentation, surface d'imbrication et tailles moyenne des grains).

L'ACP est généralement illustrée par la projection des variables étudiées dans un cercle de corrélation (Fig. 5.17). Les corrélations positives et négatives sont alors facilement identifiables dans la projection. Les variables qui sont positivement corrélées tendent à être proches alors que les variables négativement corrélées sont diamétralement opposées. Les composantes principales 1 et 2 représentent 48 % de la variabilité totale (27,5 % et 21,1 % respectivement), la projection sur les axes 1 et 3 représente elle, 45 % de la variabilité totale. Les valeurs du coefficient de Pearson indiquent la force des dépendances linéaires entre deux variables. L'intervalle de confiance  $\alpha$  choisi est de 0,05. Chaque valeur du coefficient est testée statistiquement pour s'assurer que la corrélation est véritablement significative.

Six fortes corrélations positives sont mise en évidence (Tableau 5.4) : (1 et 2) la perméabilité avec le taux de cimentation interparticulaire et le facteur d'imbibition capillaire, (3) la porosité avec le facteur d'imbibition capillaire, (4 et 5) le facteur de formation avec la vitesse des ondes P et avec la tortuosité et enfin, (6) la taille moyenne des grains avec la surface de cimentation interparticulaire. De la même manière, cinq fortes corrélations négatives sont soulignées : (1 à 4) Vitesse des ondes P avec la perméabilité, la porosité, le facteur d'imbibition capillaire et l'interpénétration et (5) l'interpénétration avec la surface de cimentation interparticulaire.

Certaines de ces corrélations ont déjà été mises en évidence par les diagrammes croisés mais l'étude statistique permet leur validation définitive.

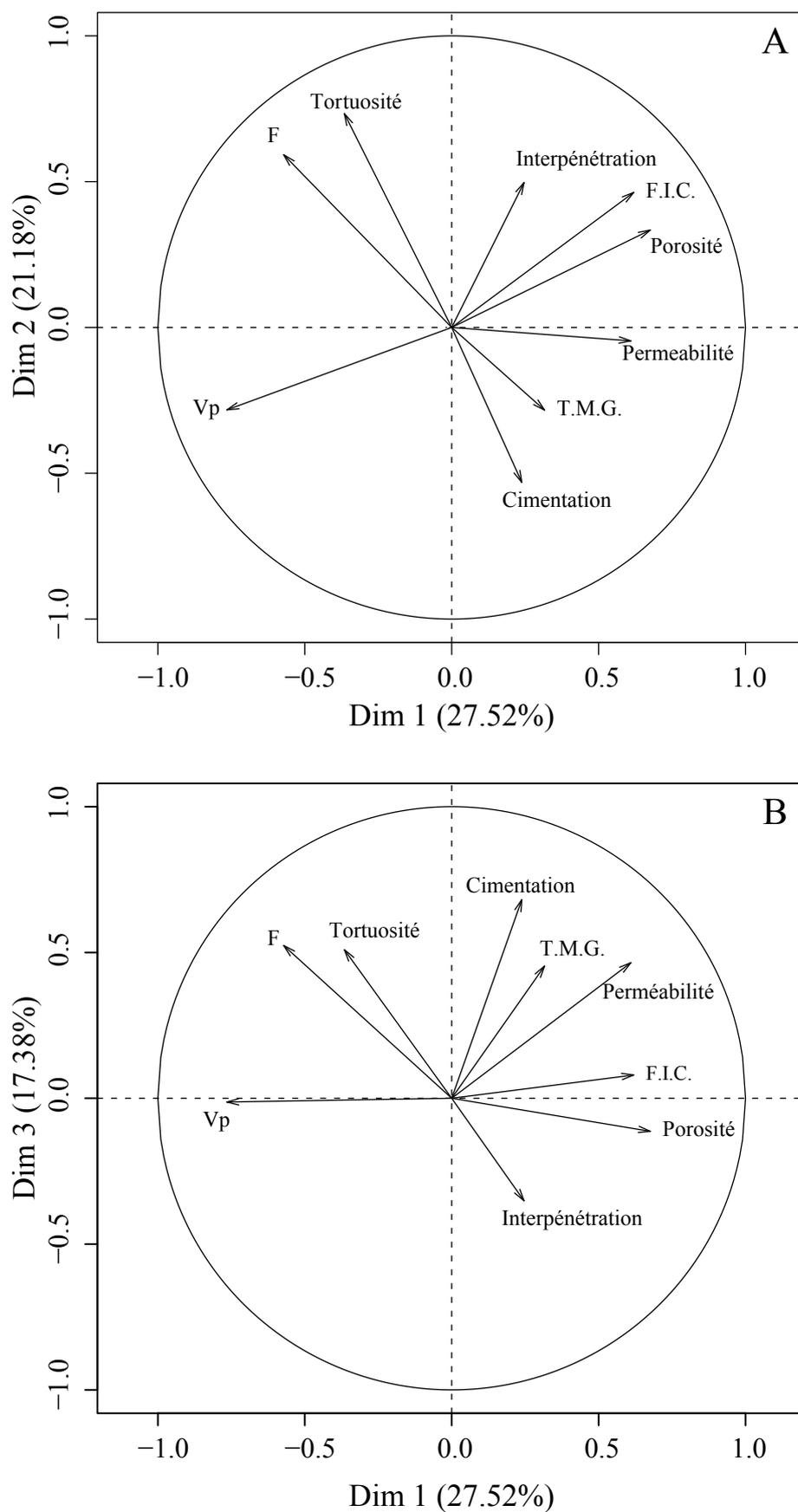


FIGURE 5.17 – Projection de l'Analyse par Composante Principale des variables étudiées sur les axes principaux 1 et 2 (A) et sur les axes 1 et 3 (B). Vp : Vitesse des ondes P, F : Facteur de Formation, T.M.G. : Taille Moyenne des Grains et F.I.C. : Facteur d'Imbibition Capillaire.

	Perméabilité	Porosité	Cimentation	Interpénétration	Vp sec	F	F.I.C	Tortuosité	T.M.G.
Perméabilité		0,1350	<b>0,3724</b>	0,0048	<b>-0,4230</b>	-0,1084	<b>0,3821</b>	-0,0874	0,2035
Porosité	p=0,312		-0,0916	0,1932	<b>-0,5167</b>	-0,2428	<b>0,4739</b>	-0,0005	0,1937
Cimentation	<b>p=0,004</b>	p=0,494		<b>-0,3549</b>	-0,0859	-0,1105	-0,0420	-0,1108	<b>0,4198</b>
Interpénétration	p=0,972	p=0,146	<b>p=0,006</b>		<b>-0,2586</b>	-0,0357	0,1908	0,0933	0,0367
Vp sec	<b>p=0,001</b>	<b>p=0,000</b>	p=0,522	<b>p=0,049</b>		<b>0,2594</b>	<b>-0,4362</b>	0,0226	-0,0339
F	p=0,418	<b>p=0,066</b>	p=0,409	p=0,790	<b>p=0,049</b>		-0,0455	<b>0,8637</b>	-0,1155
F.I.C	<b>p=0,003</b>	<b>p=0,000</b>	p=0,754	p=0,151	<b>p=0,001</b>	p=0,735		0,0868	-0,0163
Tortuosité	p=0,514	p=0,997	p=0,407	p=0,486	p=0,866	<b>p=0,000</b>	p=0,517		-0,0549
T.M.G.	p=0,125	p=0,145	<b>p=0,001</b>	p=0,785	p=0,801	p=0,388	p=0,903	p=0,682	

Tableau 5.4 – Coefficient de Pearson et test statistique associé pour les échantillons des trois carrières du secteur sud-est. Pour  $p < 0,05$ , le coefficient de corrélation est statistiquement significatif.

L'étude des diagrammes croisés a montré l'existence d'une corrélation entre perméabilité et valeur de porosité. Celle-ci n'est cependant pas validée par l'étude statistique du fait de l'importante dispersion des valeurs, mais également par le fait que peu de mesures de perméabilité ont pu être réalisées sur les échantillons du secteur sud-est. La forte corrélation de ces deux propriétés avec le facteur d'imbibition capillaire est relativement évidente de par la méthode de mesure de ce dernier (voir p. 67). En effet cette mesure est basée sur la migration d'un fluide (en l'occurrence de l'eau) à travers un échantillon carotté. L'imbibition représentant la capacité de la roche à se charger en fluide, il est naturel que plus la roche est perméable, plus il est facile pour un fluide, de la traverser.

La forte corrélation entre la perméabilité et la surface de cimentation est, de prime abord, difficilement compréhensible. En effet, classiquement il est attendu qu'un réservoir cimenté présente une faible perméabilité. Cette relation doit être couplée avec une autre forte corrélation positive : celle entre surface de cimentation et taille moyenne des grains.

Un phénomène bien connu est celui de l'effet de l'empilement de billes sur la porosité interparticulaire. Un système d'empilement rhomboédrique ou *close-packed* possède une porosité interparticulaire de 26 % (Fig. 5.18, A). C'est l'empilement maximum et optimal pour un système de billes de taille homogène. Un empilement cubique montre lui une porosité interparticulaire de presque 50 % (Graton & Fraser, 1935) (Fig. 5.18, B). Cet empilement n'est presque jamais observé. La porosité interparticulaire initiale pour les sables oolithiques et bioclastiques est estimée à environ 40 % (Lucia, 2007 ; Zinszner & Pellerin, 2007). Pour exemple, la Figure 5.18 présente un cas d'empilement pseudo-rhombohédrique dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Cet échantillon (By 15, carrière de Bourgogne, sous-faciès Tidal) présente uniquement des oolithes de taille homogène dans un empilement quasi-optimal. Lorsque la taille des grains devient hétérogène, l'empilement est perturbé, augmentant l'espace interparticulaire initial, c'est à dire la porosité (Tiab & Donaldson, 2012). Or dans le cas de la Formation de l'Oolithe Blanche, la taille tout comme la forme des grains ne sont pas homogènes (Fig. 5.18 D et E). Ce qui a pour conséquence

de perturber l'empilement des grains, provoquant une augmentation de l'espace disponible pour la cimentation, comme expliqué précédemment.

Les observations pétrographiques indiquent également que l'introduction d'éléments non-sphériques perturbe d'autant plus l'empilement. En comparaison des oolithes et des pellets qui ont une forme relativement sphérique en plus d'avoir un diamètre relativement constant, les particules squelettiques présentent une large gamme de variabilité morphologique. De par ce fait, la mesure de la taille moyenne des grains peut, selon les échantillons, être fortement influencée par la proportion de particules squelettique telles que les bioclastes.

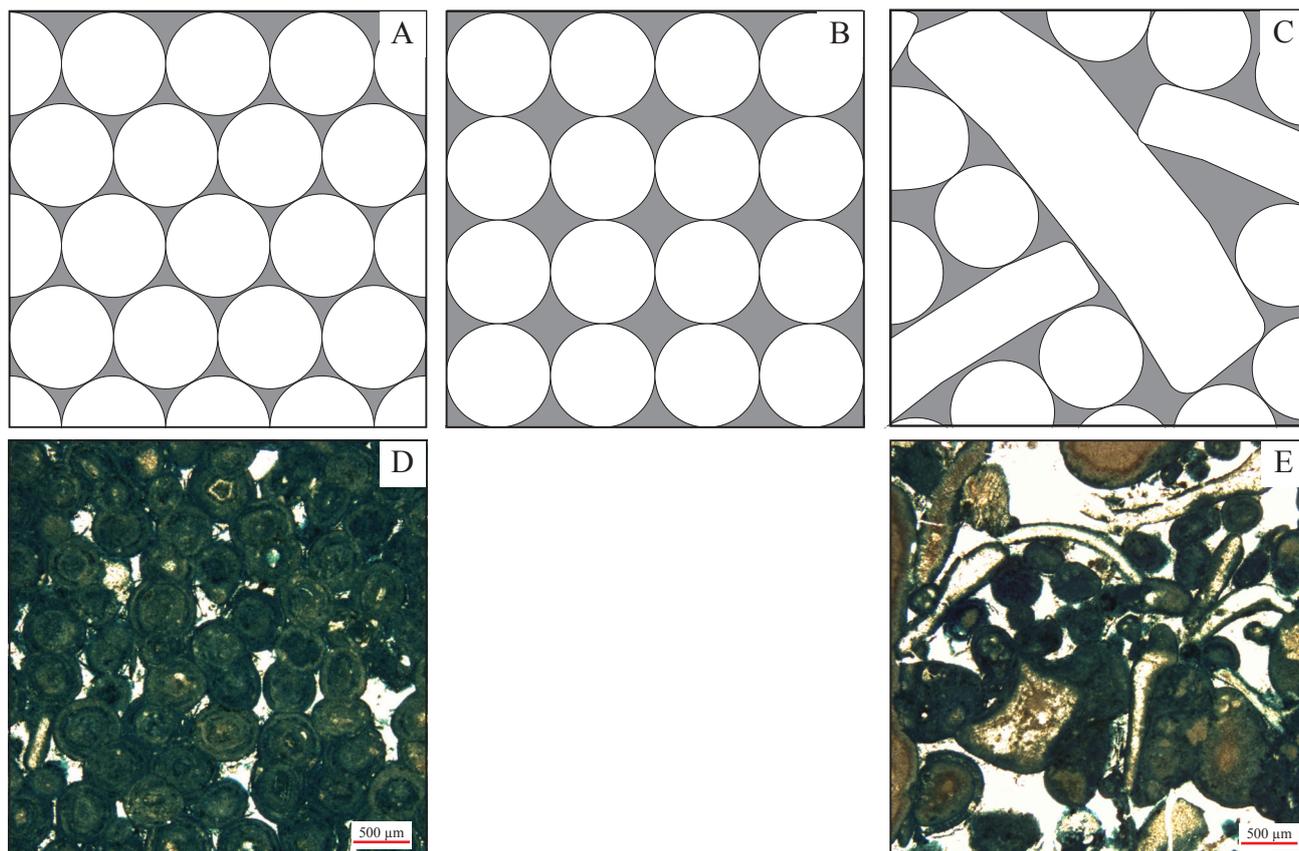


FIGURE 5.18 – Différentes configuration d'empilement possible pour un matériau composé de sphères. (A) Empilement rhomboédrique, (B) empilement cubique et (C) empilement et composition complexes. (D) Exemple d'empilement pseudo-rhomboédrique, échantillon By 15y (taux de cimentation = 4,3 %) et (E) exemple d'empilement complexe, échantillon Ra 14x (taux de cimentation = 11,3 %).

La présence de bioclastes de formes variées augmente donc l'espace interparticulaire en perturbant l'empilement des grains (Fig. 5.18, C et E). C'est cet espace qui sera plus tard comblé par de la cimentation calcitique de blocage dans le cas du secteur sud-est et du secteur médian. De plus certains bioclastes, tels que les fragments d'échinodermes, représentent des sites de nucléations idéaux pour les cristaux de calcite qui vont croître en reprenant l'axe de cristallisation des échinodermes (calcite syntaxiale, voir p. 77). C'est cette perturbation induite par la présence de particules non- ou sub-sphériques qui permet d'expliquer la corrélation positive entre taille moyenne des grains et surface de cimentation. C'est-à-dire que plus la quantité de bioclastes est importante et plus leur forme est variée, plus la surface disponible pour la cimentation augmente.

En plus de cela, un arrangement composé d'oolithes et de bioclastes (autres que d'échinodermes) permet d'augmenter les surfaces de contact entre particules par rapport à un arrangement purement oolithique. En effet les bioclastes présentent des surfaces de contact plus importantes que les oolithes. Cette augmentation de la surface de contact dans un réseau de porosité intraparticulaire, et donc une meilleure connexion du réseau microporeux, pourrait expliquer la corrélation positive entre perméabilité et surface de cimentation.

La cimentation syntaxiale qui prend naissance sur les fragments d'échinodermes agit comme la cimentation de blocage. Cette dernière ayant une vitesse de croissance relativement plus rapide que la cimentation de blocage, sa présence tendrait à diminuer les surfaces de contact, et l'interpénétration des grains, en bloquant la compaction très précocement.

Pour expliquer la corrélation négative mise en évidence entre l'interpénétration des particules et la surface de cimentation interparticulaire il faut donc prendre en compte l'histoire diagénétique de la formation. Lorsque la cimentation intervient précocement, comme dans le cas de la cimentation isopaque, l'enrobage formé tout autour de la surface du grain empêche son interpénétration pendant la compaction lithostatique. Cet enrobage agit comme une structure stabilisante. Dans le cas où la compaction lithostatique commence avant la cimentation interparticulaire, le volume de porosité primaire, c'est-à-dire l'espace disponible pour la cimentation, diminue. En l'absence de porosité interparticulaire, la connexion du réseau microporeux, par le contact entre les oolithes et les bioclastes, est le seul processus participant à la perméabilité du réservoir.

Cependant, il n'existe pas de relation statistique entre interpénétration et perméabilité ou de tendances particulières en fonction des sous-faciès (Fig. 5.19). Le taux d'interpénétration est quasi-similaire entre les sous-faciès (0.9% en moyenne). Néanmoins, il faut encore une fois prendre en compte la paragenèse de chaque échantillon. La cimentation isopaque est principalement observée dans le sous-faciès Tidal. La perméabilité mesurée dans les échantillons présentant cette cimentation est relativement faible. Quand la cimentation isopaque n'est pas exprimée, les échantillons tendent à présenter des valeurs de perméabilité plus importantes.

Cette relation se vérifie d'autant plus dans le sous-faciès de Shoal Oolithique. Celui-ci est relativement moins poreux que le sous-faciès Tidal mais présente pourtant une perméabilité sensiblement plus importante. Les taux d'interpénétration et de cimentation sont similaires, la principale différence est que la cimentation isopaque n'est quasiment jamais exprimée dans ce sous-faciès. Il n'existe donc pas de barrières entre les particules interpénétrées qui pourraient alors restreindre la connexion du réseaux microporeux intraparticulaire.

Le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est le seul à présenter de la dédolomitisation et donc de la macroporosité moldique interparticulaire, il devrait donc avoir une perméabilité plus importante. Cependant, les diamètres d'entrée de pore obtenus par la porosimétrie mercure montrent une valeur moyenne, commune à tous les échantillons quelque soit leur sous-faciès, de 0,35  $\mu\text{m}$ . Ceci indique que, même si de la macroporosité est présente, cette dernière est connectée au réseau poreux par de la microporosité intraparticulaire et ne participe pas à l'amélioration de la qualité du réservoir dans le secteur sud-est.

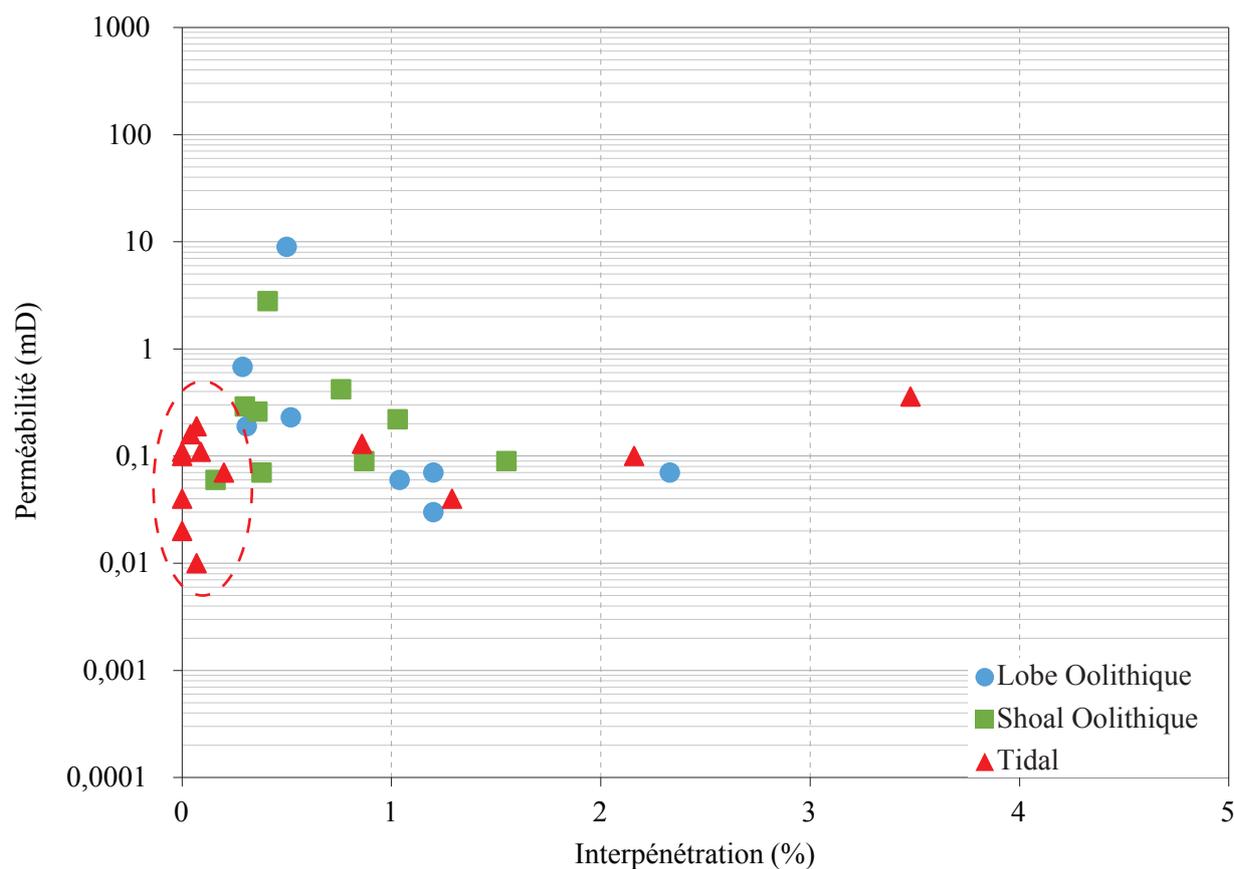


FIGURE 5.19 – Diagramme croisé de la perméabilité en fonction de l'interpénétration des grains, pour les échantillons du secteur sud-est, en fonction des sous-faciès sédimentologiques. L'ellipse en pointillés contient les échantillons présentant de la cimentation isopaque.

En accord avec l'étude des diagrammes croisés, les coefficients de Pearson montrent une corrélation négative entre  $V_p$  et la valeur de porosité mesurée. La corrélation négative observée entre la  $V_p$  et le facteur d'imbibition capillaire est expliquée par la forte corrélation positive entre la porosité et ce dernier paramètre. En plus de cela, il existe une forte corrélation négative entre  $V_p$  et perméabilité qui s'explique également par la corrélation positive de la perméabilité avec le facteur d'imbibition capillaire. Plusieurs études ont lié les  $V_p$  avec d'autres paramètres ; [Dvorkin et al. \(1991, 1994\)](#) et plus récemment [Croizé et al. \(2010\)](#) ont démontré que la quantité et le rayon des zones de cimentation augmentait la rigidité mécanique de la roche et donc les vitesses de propagation des ondes acoustiques. C'est également ce qui est en partie à l'origine de la dispersion des données dans la relation entre  $V_p$  et valeurs de porosité. De plus, [Rong et al. \(2012a,b\)](#) ont démontré que la  $V_p$  augmentait lorsque (1) le diamètre des grains augmentait et lorsque (2) la compaction débutait plus précocement que la cimentation. Enfin, il a été démontré que la  $V_p$  tendait à avoir des valeurs plus faibles quand la cimentation isopaque intervenait avant la compaction ([Brigaud et al., 2010](#)). En prenant en compte ces différentes relations, il devient alors possible d'expliquer l'hétérogénéité de la réponse des ondes acoustiques en fonction des sous-faciès, pour le secteur sud-est. Le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant montre les  $V_p$

les plus fortes, ce qui peut être expliqué par sa plus faible porosité, la plus faible taille moyenne de grains et plus sa faible surface de cimentation, par rapport aux deux autres faciès. Ce sous-faciès présente, en plus de la microporosité, de la macroporosité moldique interparticulaire. Or, [Weger et al. \(2009\)](#) ont démontré que les carbonates avec des systèmes de pores plus grands que la microporosité présentaient des vitesses d'ondes acoustiques plus rapides. Le sous-faciès Tidal présente lui, une porosité plus élevée que celle du sous-faciès de Shoal Oolithique. Il présente également de la cimentation isopaque et il devrait donc avoir des Vp plus faibles. La fabrique sédimentaire dans ces deux sous-faciès est identique, avec des oolithes et une forte cimentation interparticulaire.

Dans le cas d'un carbonate où le type de pore est dominé par la microporosité intraparticulaire, comme dans le secteur sud-est, il apparaît que la microstructure et la diagenèse, héritées des environnements de dépôts, ont une plus grande influence sur la vitesse de propagation des ondes acoustiques que la porosité seule. Cette influence est similaire à celle imposée par la texture des carbonates ([Verwer et al., 2008](#) ; [Fabricius et al., 2010](#)).

### Dans le secteur médian

Dans le secteur médian, cinq relations de corrélation positive sont mises en évidence : (1) la perméabilité avec la porosité, (2, 3 et 4) la taille moyenne des grains avec la cimentation, l'interpénétration et la vitesse des ondes P en condition saturée et enfin (5) la vitesse des ondes P entre condition sec et saturée. De la même manière, cinq relations de corrélation négatives sont mises en évidence : (1 et 2) la perméabilité avec les vitesses des ondes P en condition sec et saturée, (3 et 4) la porosité avec les vitesses des ondes P en condition sec et saturée et enfin (5) la vitesse des ondes P en condition sec avec l'interpénétration (Tableau 5.5).

	Perméabilité	Porosité	Cimentation	Interpénétration	Vp sec	Vp sat	T.M.G.
Perméabilité		<b>0,74</b>	-0,13	-0,14	<b>-0,55</b>	<b>-0,50</b>	<b>-0,27</b>
Porosité	<b>p=0,00</b>		0,09	-0,01	<b>-0,58</b>	<b>-0,27</b>	0,07
Cimentation	p=0,25	p=0,48		-0,11	0,03	0,09	<b>0,28</b>
Interpénétration	p=0,23	p=0,90	p=0,37		<b>-0,51</b>	-0,06	<b>0,33</b>
Vp sec	<b>p=0,00</b>	<b>p=0,00</b>	p=0,86	<b>p=0,01</b>		<b>0,92</b>	-0,13
Vp sat	<b>p=0,00</b>	<b>p=0,03</b>	p=0,48	p=0,66	<b>p=0,00</b>		<b>0,30</b>
T.M.G.	<b>p=0,03</b>	p=0,57	<b>p=0,03</b>	<b>p=0,01</b>	p=0,60	<b>p=0,04</b>	

Tableau 5.5 – Coefficient de Pearson et test statistique associé pour les échantillons des trois puits du secteur médian. Pour  $p < 0,05$ , le coefficient de corrélation est statistiquement significatif.

Plusieurs de ces relations ont déjà été mises en évidence dans le secteur sud-est comme décrit précédemment. On remarque que la relation de corrélation positive entre perméabilité et porosité est ici mise en évidence. Les relations qui relient vitesses des ondes P avec l'interpénétration et taille moyenne des grains sont vérifiées dans ce site et l'interprétation réalisée précédemment est validée dans ce secteur. La relation de corrélation positive entre la taille moyenne des grains

avec la cimentation et l'interpénétration vient également renforcer nos conclusions réalisées sur le secteur sud-est.

La relation de corrélation négative entre taille moyenne des grains et perméabilité peut s'expliquer par la proportion de bioclastes. Comme nous l'avons expliqué dans le cas du secteur sud-est, une augmentation de la taille des grains représente, en réalité, une augmentation du nombre de bioclastes, les oolithes ayant une taille relativement régulière. Lorsque ces bioclastes sont des fragments d'échinodermes, ces derniers vont, par le biais de la cimentation syntaxiale, favoriser le comblement de la porosité interparticulaire initiale et stabiliser la structure en empêchant l'interpénétration des grains durant la compaction.

D'une manière générale, l'ensemble des relations de corrélations entre paramètres pétrophysiques, caractéristiques diagénétiques et paramètres microstructuraux, mis en évidence dans le secteur médian, est donc similaire à ce qui est observé dans le secteur sud-est. Enfin, la relation de corrélation positive entre les deux mesures de vitesse des ondes P entre conditions à sec et saturée permet de valider la cohérence de ces deux mesures.

### Dans le secteur central

Dans le secteur central, pour les deux puits étudiés, six relations de corrélation positives sont démontrées : (1 et 2) la perméabilité avec la porosité et le facteur d'imbibition capillaire, (3) la porosité avec le facteur d'imbibition capillaire, (4 et 5) l'interpénétration avec la vitesse des ondes P (condition sec) et la taille moyenne des grains et enfin (6) entre vitesse des ondes P en condition sec et saturée. De la même manière, six relations de corrélation négatives sont démontrées : (1, 2 et 3) la porosité avec l'interpénétration, la vitesse des ondes P en conditions à sec et saturée, (4) l'interpénétration avec la cimentation et (5 et 6) le facteur d'imbibition capillaire avec la vitesse des ondes P en conditions à sec et saturée (Tableau 5.6). Un grand nombre de ces relations a déjà été mis en évidence dans les secteurs sud-est et médian. Cependant, deux relations non observées précédemment permettent d'affiner la compréhension des relations entre paramètres microstructuraux et pétrophysiques.

	Perméabilité	Porosité	Cimentation	Interpénétration	Vp sec	Vp sat	F.I.C.	T.M.G.
Perméabilité		<b>0,70</b>	0,00	-0,25	-0,16	-0,22	<b>0,81</b>	-0,08
Porosité	<b>p=0,00</b>		0,12	<b>-0,48</b>	<b>-0,59</b>	<b>-0,73</b>	<b>0,91</b>	-0,05
Cimentation	p=0,99	p=0,57		<b>-0,44</b>	-0,35	-0,28	0,00	0,20
Interpénétration	p=0,26	<b>p=0,02</b>	<b>p=0,02</b>		<b>0,49</b>	0,40	-0,40	<b>0,45</b>
Vp sec	p=0,43	<b>p=0,00</b>	p=0,10	<b>p=0,02</b>		<b>0,84</b>	<b>-0,41</b>	0,09
Vp sat	p=0,26	<b>p=0,00</b>	p=0,18	p=0,06	<b>p=0,00</b>		<b>-0,53</b>	0,04
F.I.C.	<b>p=0,00</b>	<b>p=0,00</b>	p=0,99	p=0,06	<b>p=0,03</b>	<b>p=0,00</b>		0,01
T.M.G.	p=0,74	p=0,81	p=0,35	<b>p=0,03</b>	p=0,71	p=0,87	p=0,98	

Tableau 5.6 – Coefficient de Pearson et test statistique associé pour les échantillons des trois puits du secteur médian. Pour  $p < 0,05$ , le coefficient de corrélation est statistiquement significatif.

Tout d'abord, la relation de corrélation négative entre porosité et interpénétration est la conséquence de la forte macroporosité interparticulaire présente dans le secteur central. La compaction a pour conséquence d'augmenter le degré de compaction d'un matériel non cimenté.

Comme démontré précédemment, une augmentation du taux de compaction entraîne une diminution de l'espace poreux initial et une augmentation de l'interpénétration entre les grains. Le secteur central étant caractérisé par un défaut de cimentation de blocage, une forte compaction entraîne donc une diminution de l'espace poreux initial. La deuxième nouvelle relation est celle de corrélation positive entre interpénétration et vitesse de propagation des ondes P en condition à sec. Cette relation est à relier avec la corrélation négative de la porosité avec l'interpénétration. La compaction (et donc l'interpénétration) diminuant l'espace poreux initial et la porosité étant négativement corrélée avec la vitesse des ondes P, il est normal qu'une augmentation de l'interpénétration induise une augmentation de la vitesse de propagation des ondes P.

### **Bilan sur la perméabilité et la vitesse de propagation des ondes P.**

Il apparait clairement que la perméabilité du réservoir est contrôlée par un nombre limité de paramètres diagénétiques : la porosité, la cimentation et la compaction.

Dans le secteur central, quand la porosité primaire est conservée, on observe les plus fortes valeurs de perméabilité de la Formation de l'Oolithe Blanche. La migration des fluides étant assurée aussi bien par le réseau macroporeux interparticulaire que par le réseau microporeux intraparticulaire, multipliant les chemins possibles pour le transfert des fluides (Fig. 5.20 A). Dans les cas où la porosité primaire est comblée par de la cimentation de blocage, c'est la compaction et la cimentation isopaque qui influencent le plus la perméabilité. Lorsque l'interpénétration est forte, le réseau microporeux intraparticulaire est connecté, assurant la migration des fluides au sein du réservoir (Fig. 5.20 B). Comme discuté précédemment, la présence de macroporosité mol-dique dans les secteurs sud-est et médian ne permet pas d'améliorer la perméabilité du réservoir, et ceux d'autant plus dans les échantillons à faible taux d'interpénétration (Fig. 5.20 C). Enfin, les plus faibles valeurs de perméabilité sont observées lorsque le taux d'interpénétration est très faible ou nul, ou lorsque la cimentation isopaque intervient avant la compaction, créant des barrières à la connexion du réseau microporeux (Fig. 5.20 D et E).

La Figure 5.21 synthétise les relations entre caractéristiques diagénétiques et vitesses de propagation des ondes P observées dans la Formation de l'Oolithe Blanche. Le cas (A) présente un échantillon où le contact et l'interpénétration des grains sont nuls, l'espace poreux interparticulaire étant rempli par de la cimentation de blocage. Dans ce cas, la cimentation intervient avant la compaction lithostatique et les  $V_p$  mesurées y sont les plus fortes. Dans les cas (B) et (C), la compaction débute avant la mise en place de la cimentation de blocage. La surface de contact entre les grains et leur interpénétration augmente donc. Le cas (C) présente un échantillon avec des surfaces de contact et une interpénétration entre les grains très importantes. De (A) à (C), les  $V_p$  tendent à diminuer car le chemin emprunté par les ondes acoustiques est de plus en plus complexe. Enfin, les cas (D) et (E) présentent une situation alternative où les surfaces de contact et l'interpénétration des grains sont importantes mais ces derniers sont enrobés par de la cimentation isopaque. Les  $V_p$  sont plus faibles que dans le cas (C), la cimentation isopaque introduisant encore plus de complexité dans le trajet des ondes acoustiques.

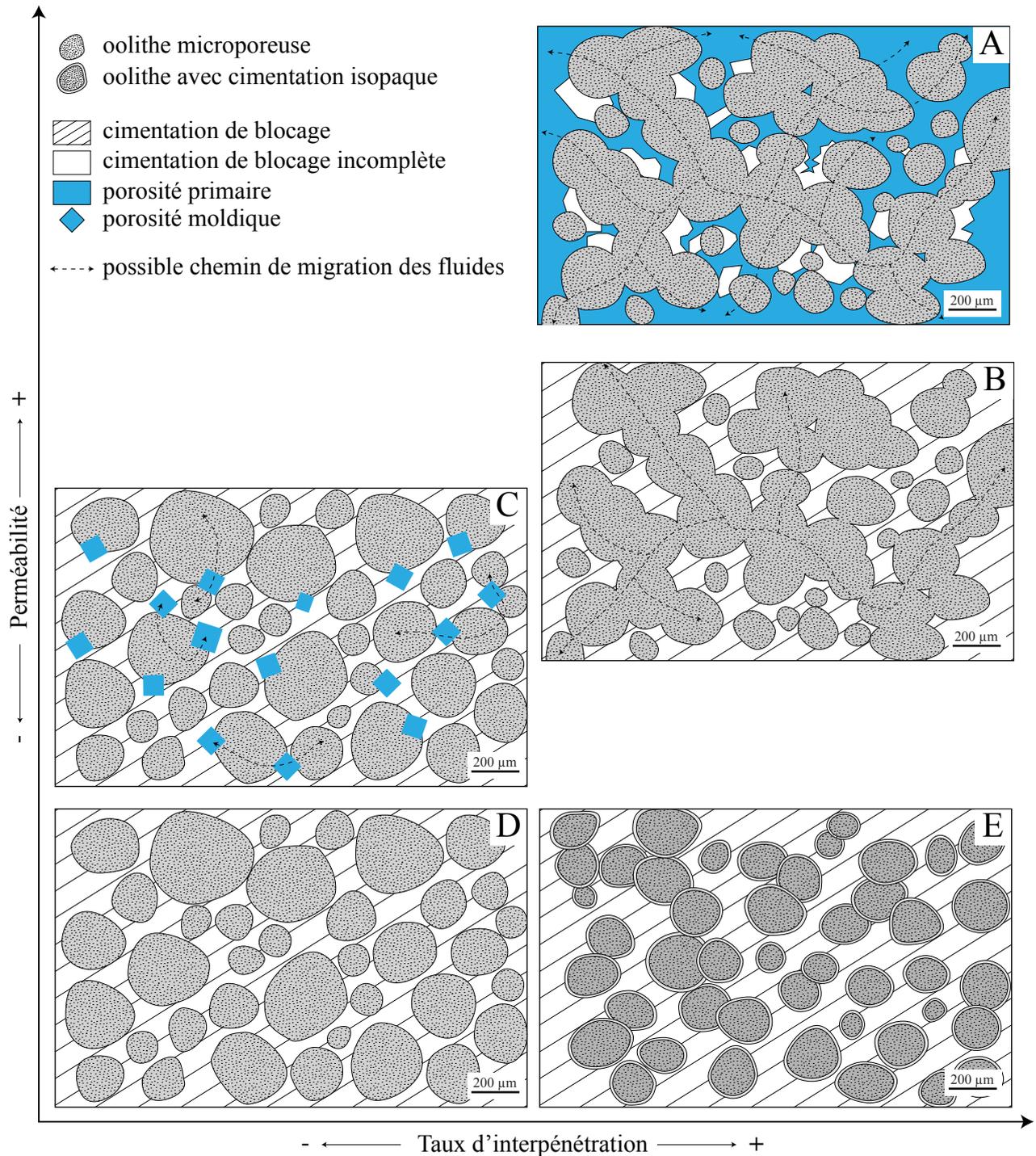


FIGURE 5.20 – Cinq cas de relations entre caractères diagénétiques et perméabilité observés dans la Formation de l’Oolithe Blanche. (A) Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est partiellement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d’interpénétration est important. (B) Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est totalement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d’interpénétration est important. (C) Grainstone avec des oolithes microporeuses et de la macroporosité moldique. L’interpénétration est nulle. (D) Même grainstone mais sans la macroporsité moldique. (E) Grainstone à oolithes microporeuses avec une phase de cimentation isopaque. La cimentation isopaque est piégée entre les grains durant l’interpénétration.

L'ensemble de ces résultats démontre l'importance de la microstructure, du type et de la localisation des pores et de la paragenèse du réservoir. Il apparaît clairement que l'histoire diagénétique, héritée de l'environnement de dépôt, est responsable, dans le secteur sud-est, des hétérogénéités des propriétés pétrophysiques. La détermination des sous-faciès est possible sur le terrain par la reconnaissance des structures sédimentaires, souvent à l'échelle de l'affleurement. Cependant il est très difficile de les reconnaître dans les puits carottés. Cette étude exhaustive des caractéristiques diagénétiques et pétrophysiques du secteur sud-est va nous permettre de mettre en place un modèle d'analogie de terrain qui sera transposable aux puits des autres secteurs, à l'aide de l'outil statistique. Chaque sous-faciès ayant son propre comportement vis à vis des propriétés pétrophysiques, il sera ainsi possible de définir des *électro-faciès* reconnaissables sur des données de diagraphie de puits couplées à l'étude et à la quantification des phases diagénétiques (chapitre 6.1), comme discuté dans le chapitre suivant.

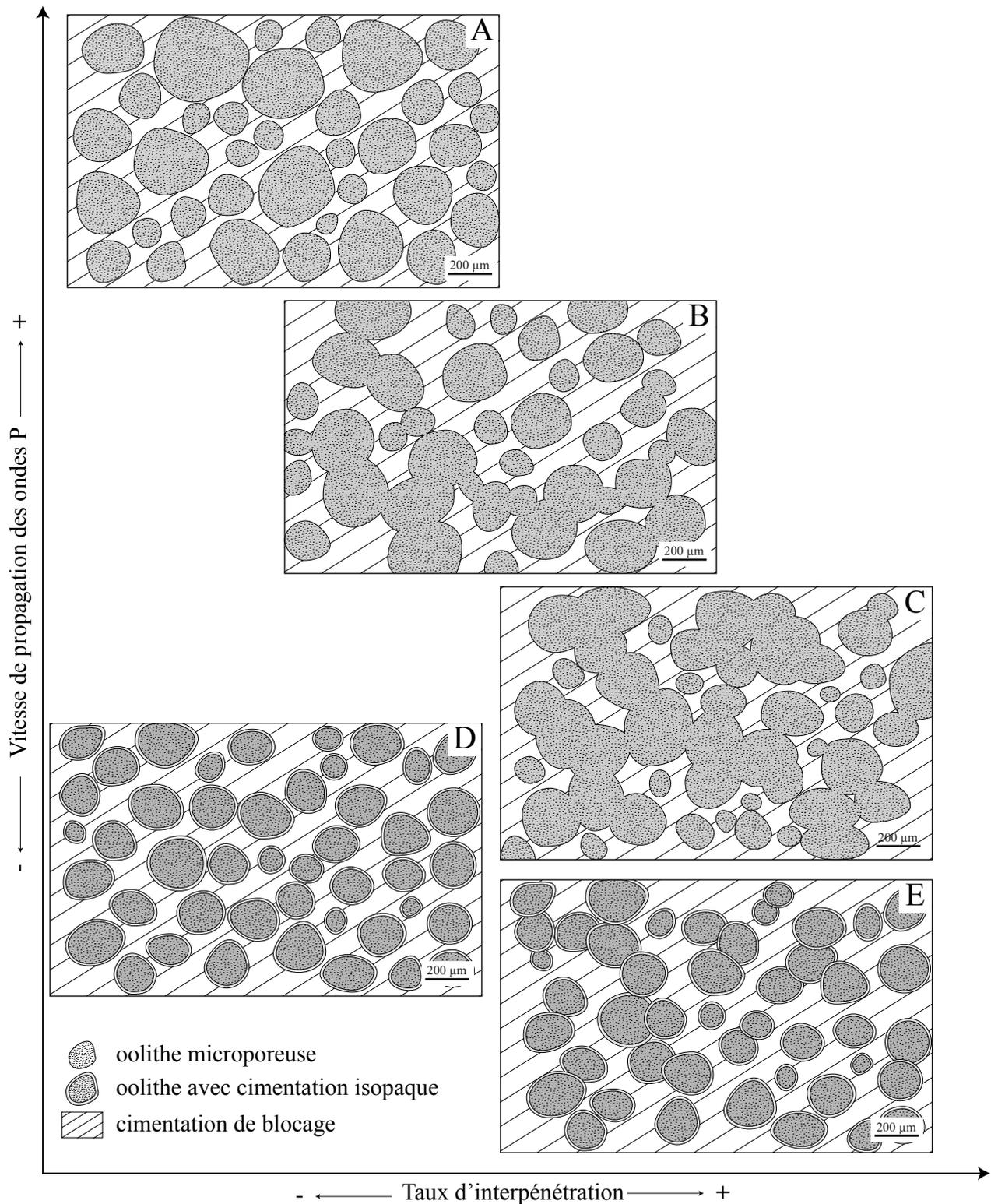


FIGURE 5.21 – Cinq cas de relations entre caractères diagénétiques et  $V_p$  observés dans la Formation de l'Oolithe Blanche. La porosité est considérée comme étant constante. (A) Grainstone à oolithes microporeuses où la porosité initiale est remplie par de la cimentation de blocage, le contact entre les grains est nul. (B) La compaction lithostatique induit un contact entre les grains ainsi que de l'interpénétration avant que la cimentation ne bloque le système. (C) La compaction est plus importante et induit une augmentation des surfaces de contact et d'interpénétration. (D) Situation identique à (A) mais avec présence de cimentation isopaque. (E) Situation identique à (D) mais du fait de la compaction, la cimentation isopaque est piégée entre les grains durant l'interpénétration.



# Modèle statistique et extrapolation des propriétés de la Formation de l'Oolithe Blanche

## 6.1 Modèle statistique d'analogie de terrain

Peu d'auteurs ont développé des méthodes permettant de prédire le faciès de dépôt ou les propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés, et ceci plus particulièrement pour les données de sub-surface (Qi et al., 2007 ; Verwer et al., 2009). La situation tend à changer avec la compréhension de l'impact que peuvent avoir ces méthodes sur la connaissance et l'exploitation des réservoirs carbonatés (Burchette, 2012). Comme discuté dans les chapitres précédents, la quantité des données acquises et la complexité des relations mises en évidence entre les différents paramètres ont **rendu impérative l'utilisation d'un outil simple capable de déterminer des groupes d'individus partageant des propriétés communes, quelles soient sédimentologiques, diagénétiques ou pétrophysiques.**

Nous avons d'abord réalisé un "Modèle d'Analogie de Terrain" (MAT). Ce modèle est basé sur l'utilisation de l'analyse discriminante linéaire (LDA, chapitre 3, p. 74) sur les échantillons du secteur sud-est. Nous cherchons ainsi à savoir si il est possible : (1) de catégoriser les échantillons en fonction de leur caractéristiques diagénétiques et pétrophysiques et (2) de comparer cette catégorisation avec les sous-faciès sédimentologiques déterminés sur le terrain. Pour ce faire, nous précisons d'abord à la LDA qu'il existe trois groupes au sein de notre jeu de données, sans lui préciser à quel groupe appartient un échantillon, les groupes reflétant les sous-faciès sédimentologiques. Nous utilisons un jeu de données restreint où toutes les variables considérées ont été mesurées, soit 59 échantillons. Sur ces 59 échantillons, 40 ont été catégorisés correctement par rapport au sous-faciès défini sur le terrain, la Figure 6.1 présente la projection de nos échantillons sur les deux axes discriminants. Bien qu'un important degré de discrimination puisse être observé, certains échantillons se positionnent à l'interface entre deux groupes. Deux raisons peuvent être invoquées : (1) la variabilité intrinsèque naturelle, qui ne peut être expliquée ou déterminée par ce test et (2) le fait que certains échantillons peuvent être représentatifs de zones de transition de faciès et donc présenter des propriétés communes à aux moins deux sous-faciès sédimentologiques.

La matrice de confusion (Tableau 6.1) permet de vérifier les taux de bon classement dans chacun des groupes. Par exemple, pour le sous-faciès de Shoal Oolithique, 24 échantillons ont été catégorisés comme appartenant à ce sous-faciès (ligne prédiction Tableau 6.1) alors que 21 échantillons ont été prélevés sur le terrain (colonne réel). Sur ces 21 échantillons, 17 sont bien catégorisés, assurant un taux de bon classement de 80 % alors que 1 est catégorisé comme appartenant au sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant et 3 au sous-faciès Tidal. De même pour le sous-faciès Tidal, 22 échantillons ont été prédits comme appartenant à ce groupe pour 26

échantillons réellement prélevé sur le terrain. Entre ces prédictions et le "réel", 16 échantillons ont été correctement catégorisés, ils correspondent sur la Figure 6.1 aux 16 triangles rouges contenus dans le groupe "Tidal" et qui sont en dehors des deux autres groupes.

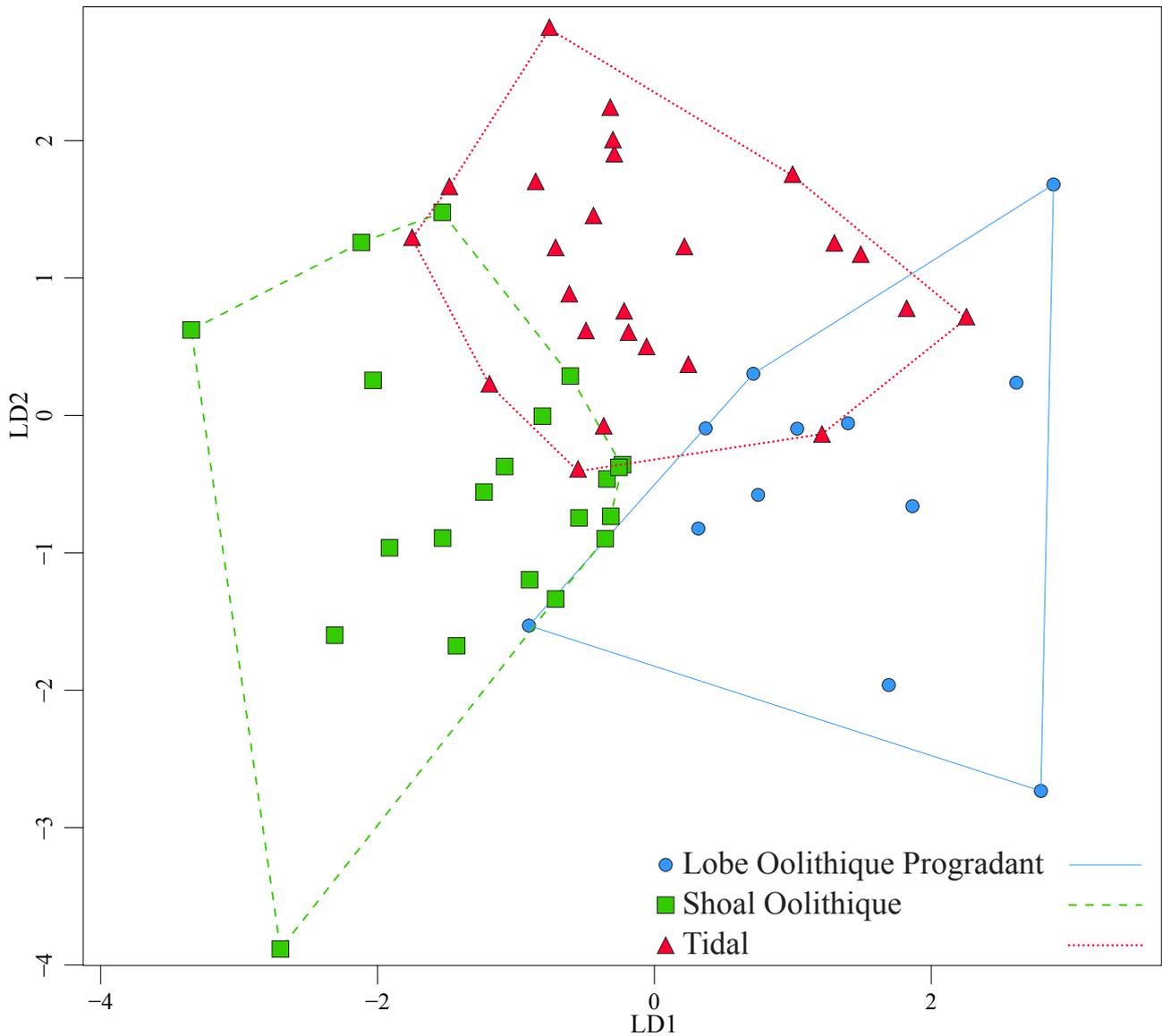


FIGURE 6.1 – Analyse Discriminante Linéaire réalisée sur les paramètres diagénétiques et pétrophysiques pour 59 échantillons du secteur sud-est.

Prédiction	Réel		
	Shoal Oolithique (21)	L.O.P (12)	Tidal (26)
Shoal Oolithique (24)	17	2	5
L.O.P. (13)	1	7	5
Tidal (22)	3	3	16
Taux de classement	80.9%	58.3%	64%

Tableau 6.1 – Matrice de confusion pour la LDA des échantillons du secteur sud-est. L.O.P. : Lobe Oolithique Progradant. Les sommes des lignes et des colonnes sont spécifiés entre parenthèses.

Les taux de classement sont variables entre les trois sous-faciès mais sont tous supérieurs à 50 %. Nous fixons deux limites pour ce test : (1) pour être valide, il doit atteindre au moins les 50 % ; on remarque que le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est le plus difficile à catégoriser, ce dernier atteignant néanmoins un taux de bon classement de 58 %, puis (2) pour être optimal, le test doit atteindre un taux de bon classement supérieur à 66 %, c'est-à-dire faire au moins 2 fois mieux qu'un tirage au sort aléatoire dans trois groupes (avec donc une probabilité de 33 %).

Ce modèle dérivé de la méthodologie mise en place pour caractériser la Formation de l'Oolithe Blanche confirme le lien entre propriétés sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques. La force de la LDA réside dans sa capacité à effectuer une prédiction, c'est-à-dire qu'il est possible de traiter un set d'échantillon complet pour lesquels le sous-faciès sédimentaire n'est pas déterminé.

En plus de la LDA, nous avons complété notre étude par l'application de deux méthodes statistiques, le test de Tukey et l'analyse de la variance (ANOVA). Ces tests permettent de déterminer quelles sont les variables les plus significatives dans notre étude statistique. Il en ressort que, dans l'ordre, la vitesse de propagation des ondes P, la cimentation, l'interpénétration et enfin la porosité, sont les variables les plus discriminantes lorsqu'il s'agit de catégoriser les échantillons en terme de sous-faciès. Ceci signifie que même à partir d'un jeu de données restreint, il est possible d'utiliser notre outil statistique. Ainsi, nous utiliserons l'ensemble des données disponibles.

## 6.2 Transposition du modèle statistique aux puits carottés

L'amélioration des modèles numériques 3D de la Formation de l'Oolithe Blanche nécessite une détermination des variations latérales et verticales en termes de sous-faciès sédimentologiques, ces derniers possédant des propriétés réservoirs propres à chacun. Pour ce faire, il faut transposer le modèle d'analogie de terrain aux données acquises dans les puits en sub-surface.

### Transposition basée sur les données d'échantillons.

La LDA est toujours l'outil utilisé mais les données calibrées du secteur sud-est sont maintenant considérées comme étalon pour les autres secteurs. Contrairement à la création du MAT, le jeu de données n'est plus restreint et l'ensemble des échantillons est pris en compte. En effet le code mis en place pour cette transposition s'adapte automatiquement en fonction des variables disponibles, le nouveau MAT étant désormais dénommé "MAT 2.0". Le jeu de données du secteur sud-est devient donc un "*training*" c'est-à-dire notre référence. Ce dernier contient alors 73 échantillons et 631 mesures. Le jeu de données analysées (ou "*dataset*") est composé de l'ensemble des échantillons et des mesures pour les secteurs médian et central soit 153 échantillons et 787 mesures. Les variables prises en compte sont : la perméabilité, la porosité, les vitesses de propagation des ondes P (à sec et saturée), les taux de cimentation et d'interpénétration, le facteur d'imbibition capillaire, le facteur de formation, la tortuosité et la taille moyenne des grains. Afin d'assurer une forte robustesse à la LDA, la technique de validation croisée appelée "*leave-one-out cross-validation*" est utilisée. Cette technique permet d'utiliser une seule variable,

parmi le jeu de donnée original, comme donnée de validation, et le reste comme "training". Cette opération est répétée de telle manière que chaque variable d'un échantillon soit utilisée comme donnée de validation. Enfin, pour s'assurer que les données sont centrées et réduites (i.e. suivent une distribution normale), les données sont passées en logarithmes décimaux.

La Figure 6.2 propose une synthèse de la méthode mise en place pour la transposition. Un échantillon est pris dans le jeu de données étudié et il est comparé à notre training (le MAT 2.0) par la LDA. Celle-ci attribue ensuite une probabilité d'appartenance à un sous-faciès sédimentologique parmi les trois. L'hypothèse de départ est que, dans un tirage aléatoire, l'échantillon aurait 33 % de chance d'appartenir à l'un des sous-faciès sédimentologique. Nous fixons donc un seuil de 66 % de probabilité d'attribution pour valider la catégorisation. De même nous vérifions le taux de bon classement total de la LDA et le taux de bon classement dans le sous-faciès déterminé. Lorsque la probabilité d'attribution est comprise entre 50 % et 66 %, l'attribution est validée à la condition que le taux de bon classement soit lui aussi égal ou supérieur à 66 %.

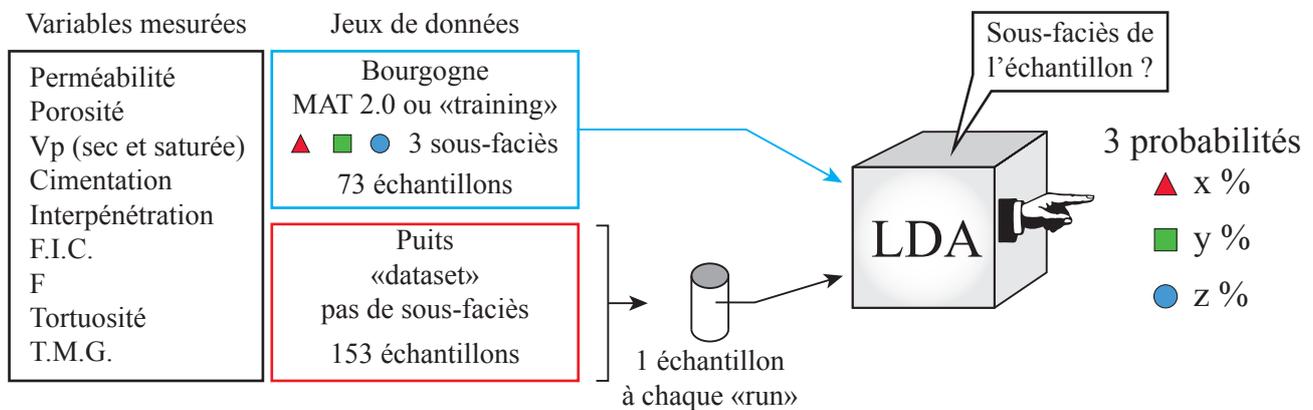


FIGURE 6.2 – Synthèse de la méthode mise en place pour l'Analyse Discriminante Linéaire (LDA) réalisée sur l'ensemble des échantillons.

La transposition aux données de sub-surface pour le secteur médian est présentée dans la Figure 6.3. Le puits de Saint-Martin-de-Bossenay ne présente pas de sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant. De la même manière, le sous-faciès Tidal n'est pas représenté dans le puits de Saint-Brice. Dans le puits de Mailly-le-Camp, le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est principalement rencontré dans la première moitié de la formation. La seconde moitié présente majoritairement les sous-faciès Tidal et de Shoal Oolithique. Dans le secteur central la transposition est réalisée sur le puits de Banthelu uniquement (Fig. 6.4). Le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant est principalement présent dans la première moitié de la formation, en correspondance avec la zone productrice. La seconde moitié présente principalement les sous-faciès Tidal et de Shoal Oolithique.

Globalement, en ce qui concerne les taux de bon classement de la LDA (Tableau 6.2), on remarque que les puits de Banthelu et de Mailly-le-Camp atteignent les plus hauts taux de bon classement (66 et 65,7 % respectivement). Les puits de Saint-Brice et Saint-Martin-de-Bossenay atteignent un taux de bon classement global de 56 %, ce qui reste dans les valeurs acceptables du test.

Ceci confirme qu'il est possible, à partir d'une étude exhaustive sur un analogue de terrain, de déterminer à haute résolution les paramètres sédimentologiques dans la Formation de l'Oolithe Blanche.

	Banthelu 1	MA 1	SMB 1	Saint-Brice 101
Taux de bon classement	66%	65,7%	56%	56%

Tableau 6.2 – Taux de classement de la LDA lors de la transposition basée sur les données de diagraphies pour les puits en sub-surface.

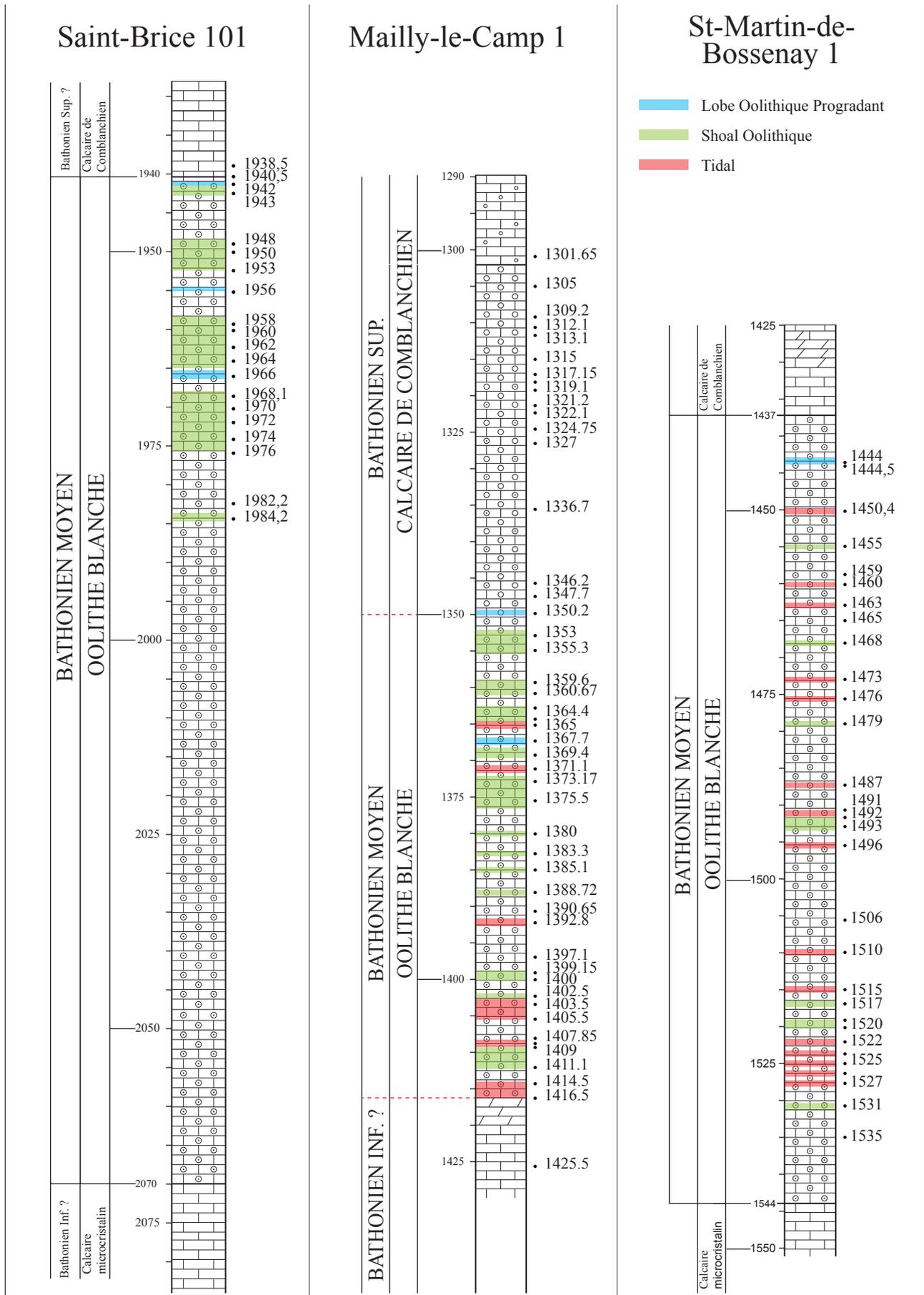


FIGURE 6.3 – Transposition du MAT aux données de sub-surface du secteur médian et habillage des puits en sous-faciès sédimentologiques.

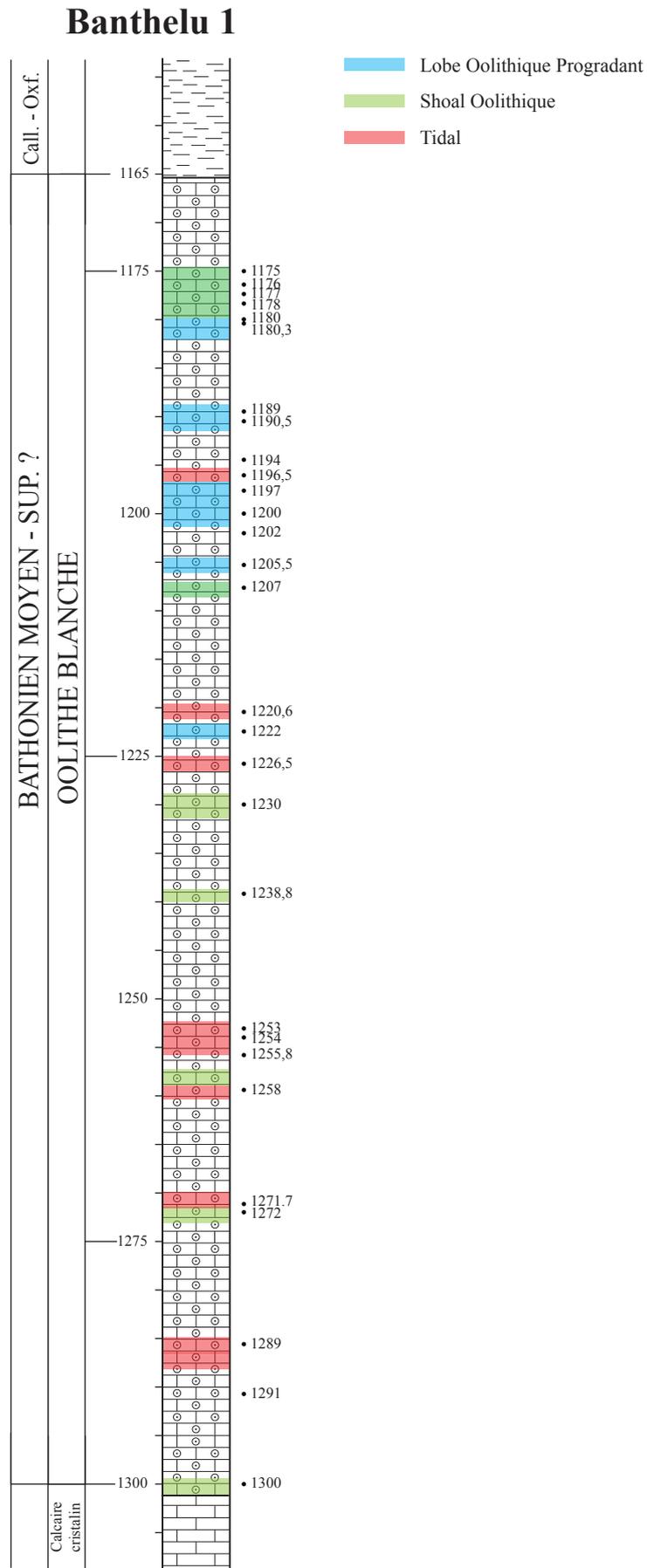


FIGURE 6.4 – Transposition du MAT aux données de sub-surface du puits de Bantelu 1 et habillage du puits en sous-faciès sédimentologiques.

### Transposition basée les données de diagraphies de puits.

La transposition précédente, basée sur les données acquises, a permis d'attribuer aux échantillons étudiés un sous-faciès sédimentologique en fonction de leur propriétés diagénétiques et pétrophysiques. Afin de caractériser la Formation de l'Oolithe Blanche dans son ensemble, la deuxième étape de la transposition est réalisée à partir des données de diagraphies de puits acquises pendant les forages. Ces données de diagraphies sont disponibles sous deux formats : un scan au format PDF des diagraphies réalisées pendant les forages ou une numérisation des bandes magnétiques, fournies par le BRGM. Les diagraphies au format PDF ont nécessité une numérisation réalisée à l'aide du logiciel NeuraLog®.

La technique ici utilisée reprend celle de la transposition basée sur les données acquises. Les variables utilisées sont les enregistrements des outils suivant : le **Neutron**, la **Polarisation spontanée**, la **Résistivité** et le **Gamma-ray** (non disponible à Saint-Martin-de-Bossenay). Le nouveau "training" (MAT 3.0) utilisé est composé des variables diagraphiques, par échantillons, dont le sous-faciès sédimentologique a été déterminé précédemment. Le "dataset" est lui composé de l'ensemble des mesures diagraphiques des puits. Un pas de 0,15 m (un demi-pied) est utilisé pour la valeur des outils diagraphiques afin d'avoir une transposition à haute résolution.

Les taux de bon classement globaux pour la LDA avec les diagraphies de puits sont plus bas que pour la transposition basée sur échantillons (Tableau 6.3. Pour les puits de Banthelu et de Saint-Martin-de-Bossenay, les taux sont comparables (61 % contre 66 % et 55 % contre 56 %, respectivement) alors que pour les puits de Mailly-le-Camp et Saint-Brice, ces taux sont en dessous des limites fixées (32 % contre 65,7 % et 40 % contre 56 %, respectivement).

	Banthelu 1	SMB 1	Saint-Brice 101	MA 1
Taux de bon classement	66%	55%	40%	32%

Tableau 6.3 – Taux de classement de la LDA lors de la transposition basée sur les données de diagraphies pour les puits en sub-surface.

La comparaison entre les deux transpositions dans le secteur médian (Fig. 6.5) montre que les résultats ne sont pas homogènes. Dans le puits de Saint-Brice, le sous-faciès de Shoal Oolithique semble être bien transposé entre les deux techniques sauf entre 1975 et 1968 m. Aucun échantillon n'étant disponible après 1980 m, il n'est pas possible de discuter de la transposition basée sur la diagraphie. On remarque néanmoins que pour les deux méthodes, le sous-faciès Tidal n'est jamais représenté. Pour le puits de Mailly-le-Camp, les transpositions sont significativement différentes et la correspondance entre les deux modèles est globalement faible. On remarque cependant que parmi les trois sous-faciès, c'est celui de Shoal Oolithique qui présente le plus de correspondance. Enfin, le puits de Saint-Martin-de-Bossenay montre une bonne correspondance entre les deux transpositions. Seule la partie supérieur entre 1460 et 1437 m montre une mauvaise correspondance. On retrouve néanmoins le sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant uniquement dans la partie supérieure dans les deux transpositions. Dès 1460 mètres, les transpositions sont quasi-identiques.

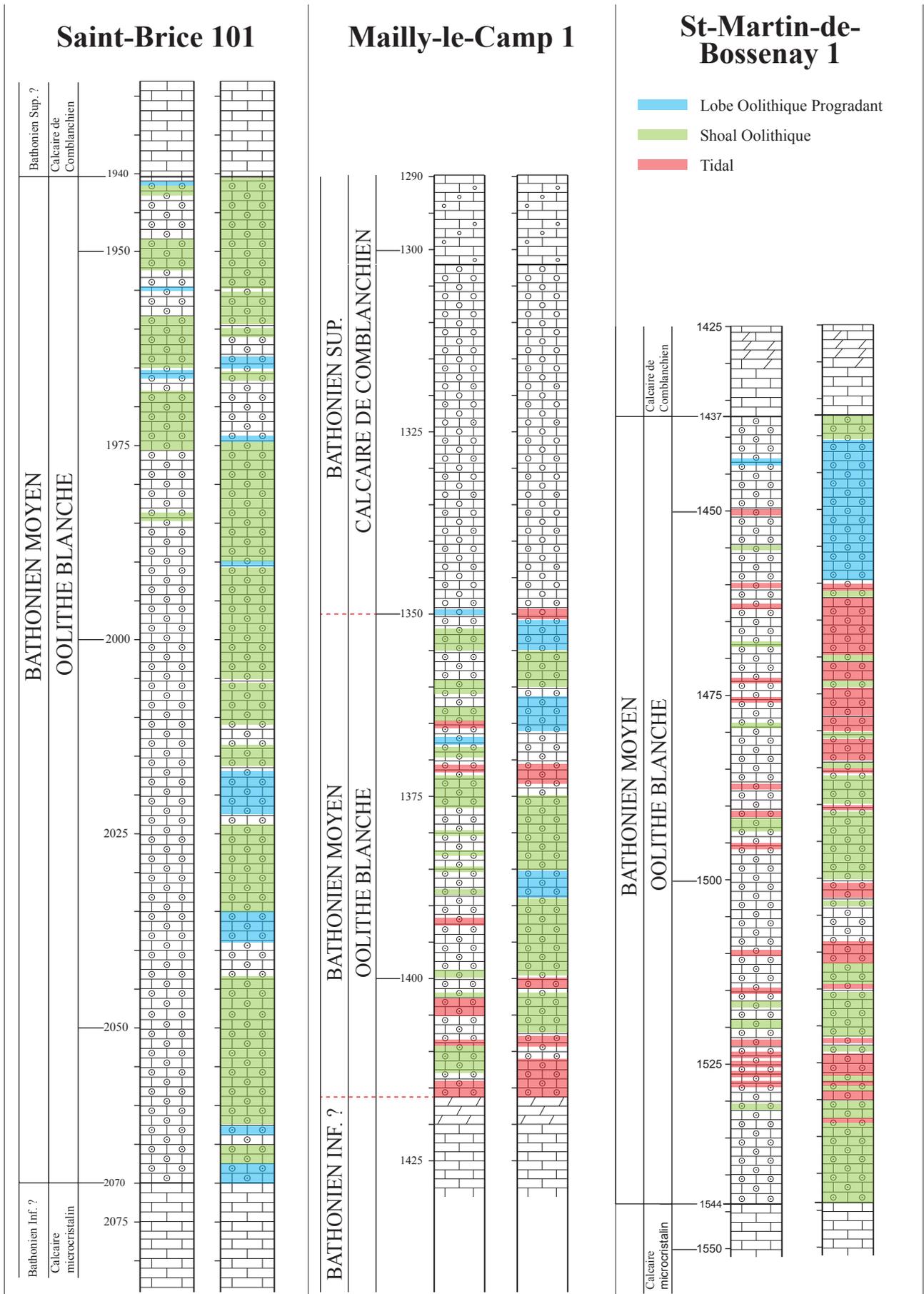


FIGURE 6.5 – Comparaison entre les transpositions basées sur les données acquises (à gauche) et les données de diagraphies (à droite) du secteur médian

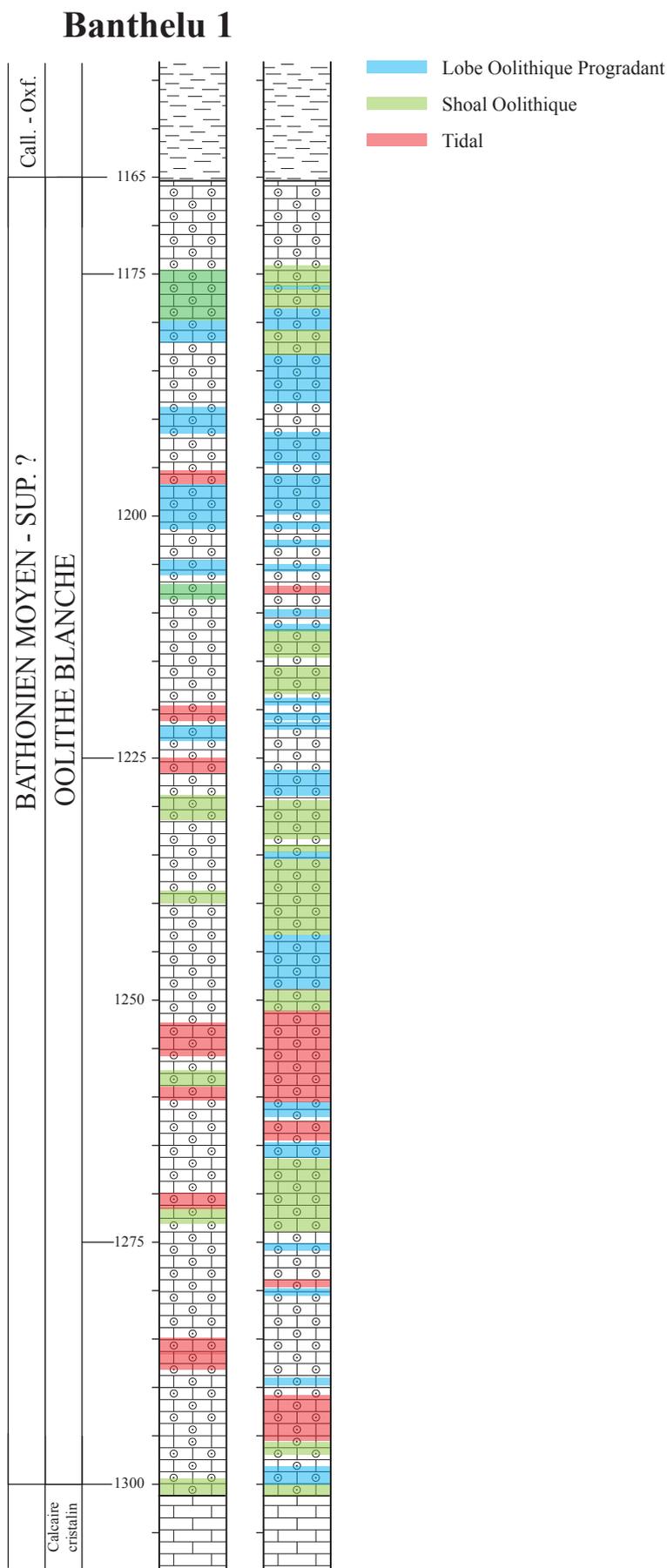


FIGURE 6.6 – Comparaison entre les transpositions basées sur les données acquises et les données de diagraphies du puits de Banthelu 1.

Dans le secteur central (Fig. 6.6), les deux transpositions montrent des attributions comparables. La première moitié du log, entre 1225 et 1175 m, montre une bonne corrélation de l'attribution du sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant. A l'inverse, l'attribution du sous-faciès Tidal n'est pas corrélable. La seconde moitié du log (sous 1225 m) montre également une bonne correspondance entre les deux transpositions. Néanmoins, il serait nécessaire d'avoir plus de points de comparaison dans la transposition basée sur les échantillons pour discuter de l'attribution à partir des données diagraphiques.

Enfin, bien qu'on observe de bonnes corrélations, celle-ci sont souvent en décalage entre les deux transpositions. Ceci s'explique par la méthode d'échantillonnage réalisée lors de l'étude des puits. En effet, alors que la diagraphie de puits est parfaitement calibrée en profondeur, l'échantillonnage peut être décalé que plusieurs centimètres. Les fragments de carottes des puits de Mailly-le-Camp et de Banthelu ont souvent une taille d'une cinquantaine de centimètre mais ne possèdent qu'une côte fixe, notée sur le fragment. L'échantillon alors prélevé est représentatif de la côte indiquée, avec une certaine fourchette d'erreur sur sa position exacte.

Les plus faibles taux d'attribution entre les transpositions peuvent s'expliquer par le plus petit nombre de variables mises en œuvre dans la transposition basée sur la diagraphie (4 au lieu de 10). Malgré un faible nombre de variable, la LDA permet tout de même de réaliser une catégorisation en termes de sous-faciès sédimentologiques, ceci du fait que chaque sous-faciès présente des caractéristiques pétrophysiques propres. En se basant sur les diagraphies de puits, il est donc possible de déterminer des *électro-faciès*.



# Conclusion

L'étude des réservoirs carbonatés est souvent considérée comme complexe du fait de l'hétérogénéité intrinsèque à ce type de réservoir. La caractérisation des différentes composantes de cette hétérogénéité est un prérequis essentiel aidant à la prise de décisions dans différents domaines appliqués tels que l'exploitation pétrolière, la gestion des aquifères, l'évaluation du potentiel géothermique, le stockage géologique du CO<sub>2</sub> et ce aussi bien à l'échelle du réservoir qu'à l'échelle du bassin. La compréhension et l'acquisition de connaissances permettant d'expliquer les hétérogénéités des réservoirs carbonatés sont également nécessaires à une exploitation durable des ressources actuelles et futures. Parmi les enjeux à prendre en compte aujourd'hui, la prédiction de la qualité réservoir à une échelle inter-puits ou dans des puits non carottés, la reconnaissance de zones hyper-perméables et enfin le remplissage des modèles réservoirs avec des paramètres physiques et pétrophysiques représentatifs, nécessitent des recherches approfondies. Enfin, le problème majeur dans toute étude des réservoirs carbonatés est celui du changement d'échelle. Encore aujourd'hui, un grand nombre d'études est effectué à l'échelle de l'échantillon, celui-ci étant généralement d'un volume réduit et ne pouvant pas être représentatif de l'ensemble des hétérogénéités susceptibles d'exister au sein du réservoir. Le passage d'une caractérisation sur échantillons à l'échelle du réservoir, puis à celle du bassin, pose le problème de la représentativité des propriétés considérées. C'est dans ce contexte que cette thèse a été menée sur l'aquifère salin profond de la Formation de l'Oolithe Blanche.

Cette thèse a ainsi eu pour but de caractériser, le plus finement possible, la Formation de l'Oolithe Blanche d'abord à l'échelle de l'échantillon, puis d'extrapoler ses propriétés à une échelle locale puis régionale. Pour cela, ce projet a été mené d'abord à la bordure sud-est du bassin de Paris, dans les carrières de Bourgogne où la formation affleure, puis en sub-surface, dans 3 puits du secteur médian (Aube et Seine-et-Marne) et dans 2 puits du secteur central (Val-de-Marne et Val-d'Oise); un de ces derniers puits est activement exploité pour la géothermie. Ces trois secteurs d'études permettent d'établir un transect SE-NO au long duquel l'hétérogénéité des propriétés sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques, de la Formation de l'Oolithe Blanche a été caractérisée. Ce travail propose une réponse possible aux problèmes de changement d'échelle abordés depuis des décennies.

L'étude de la Formation de l'Oolithe Blanche à l'affleurement a permis d'établir un modèle sédimentologique jusque-là inédit. Cette formation est composée d'un grainstone oo-bioclastique dont le contenu en bioclastes peut être variable. Il a été mis en évidence une hétérogénéité dans les dépôts sédimentaires, principalement contrôlée par l'environnement et notamment l'hydrodynamisme. Le faciès *oolithique* de la Formation de l'Oolithe Blanche peut ainsi être sub-divisé en trois sous-faciès : (1) un sous-faciès de Shoal Oolithique dont le dépôt s'est fait dans un environnement peu profond et de forte énergie, sujet à des courants uni-directionnels, (2) un sous-faciès de Lobe Oolithique Progradant, déposé dans le prolongement de chenaux de marées, en position interne au Shoal Oolithique et formant un empilement de lobes de flots et enfin (3) un sous-faciès Tidal, dont l'environnement de dépôt est dominé par les marées, peu profond et de haute

énergie. De la même manière, une étude sédimentologique sur carottes a été menée sur 3 puits des secteurs médian et central. Contrairement aux affleurements, il n'est pas possible d'y définir des hétérogénéités sédimentologiques à une échelle plurimétrique mais l'étude pétrographique montre des hétérogénéités dans la composition et la fabrique sédimentaire de même nature que celles rencontrées en affleurement.

En plus de l'hétérogénéité relative aux différents faciès, la détermination des paragenèses propres à chaque site a montré une hétérogénéité en fonction de la localisation sur le transect étudié. Dans le secteur sud-est la paragenèse est complexe et l'évolution diagénétique de la formation présente des phases typiques de l'éogénèse et de la mésogénèse et se poursuit jusqu'au cours de la télogénèse, ce dont témoigne notamment la dédolomitisation. Dans le secteur médian, la dédolomitisation est rarement observée et l'évolution diagénétique s'arrête durant la mésogénèse d'enfouissement. Enfin, dans le secteur central, l'histoire diagénétique est relativement plus courte et la paragenèse montre un arrêt d'évolution de la diagenèse plus précocement, au début de l'enfouissement. En effet, dans ce secteur, les phases de cimentation sont incomplètes, laissant libre la porosité initiale. Cette étude a également démontré qu'à l'échelle des grains, la microstructure influençait fortement la mise en place des phases diagénétiques. La taille des grains et la configuration de leur empilement contrôlent principalement l'espace poreux interparticulaire initial. Ainsi dans les faciès purement oolithiques, l'empilement des grains adopte une configuration proche d'un empilement rhomboédrique, minimisant alors le volume poreux interparticulaire initial. A l'inverse, lorsque le contenu en bioclastes est varié, l'introduction de grains de tailles et de morphologies diverses perturbe l'empilement des grains et entraîne une augmentation de l'espace poreux initial. Ces variations de l'espace poreux interparticulaire auront, plus tard, un impact direct sur le taux de cimentation de blocage. Cette hétérogénéité dans la diagenèse de la Formation de l'Oolithe Blanche est également mise en relation avec une histoire complexe de la paléocirculation des fluides diagénétiques parents des cimentations carbonatées à l'échelle du bassin de Paris. Les résultats de l'étude des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone sont en accord avec deux hypothèses déjà abordées dans la littérature, envisageant une origine soit : (1) mixte entre eaux marines piégées et/ou fluides de pression-dissolution avec des eaux météoriques ou (2) des eaux météoriques tamponnées par les carbonates lors de leur circulations en profondeur, au sein des formations du Dogger.

La Formation de l'Oolithe Blanche a longtemps été considérée comme un réservoir dit "*tight*", de faible perméabilité et dont les qualités pétrophysiques étaient relativement homogènes. La porosité au sein de la Formation de l'Oolithe Blanche est majoritairement représentée par une microporosité intraparticulaire au sein des oolithes et des enveloppes micritiques autour des bioclastes. On observe également une macroporosité moldique, conséquence de la dédolomitisation dans les secteurs sud-est et médian. Cette macroporosité participe à l'augmentation du volume poreux de la formation mais ne participe pas à l'amélioration de sa perméabilité, les macropores étant connectés entre eux seulement par le réseau microporeux. Dans les secteurs sud-est et

médian, la microporosité est à l'origine de la connectivité de l'ensemble du système poreux. Le réseau macroporeux interparticulaire est très bien représenté dans le secteur central, résultat d'un défaut de cimentation et représente la quasi-totalité de la porosité de la formation. La très bonne connexion de ce réseau a pour conséquence de très bonnes perméabilités du réservoir au centre du bassin.

L'étude exhaustive des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, propriétés acoustiques et électriques) a mis en évidence plusieurs échelles d'hétérogénéités. Tout d'abord à l'échelle du bassin, il apparaît clairement que les hétérogénéités ont leur origine dans les paléocirculations des fluides à l'origine des phases de cimentation. Ensuite, à l'échelle de l'échantillon, une étude statistique (corrélation de Pearson et LDA) a permis de mettre en évidence un contrôle fort de l'environnement de dépôt et de la diagenèse sur les paramètres pétrophysiques ce qui permet *in fine* de déterminer les sous-faciès sédimentologiques à partir des seules données pétrophysiques. La compaction, et les phases associées, notamment l'interpénétration des particules, tendent à améliorer la qualité du réservoir en créant des chemins de migrations de fluides entre les particules. A l'inverse, la cimentation, et plus particulièrement la cimentation isopaque, tend à bloquer le système empêchant toute mise en connectivité du système poreux. Enfin, cette étude a montré la forte influence de la microstructure et de la diagenèse sur les propriétés acoustiques de la Formation de l'Oolithe Blanche. La compaction, induisant l'interpénétration des grains, ainsi que la cimentation isopaque, provoquent une diminution des vitesses de propagation des ondes P.

Grâce à la complémentarité des techniques employées, ce travail propose l'intégration de l'ensemble des analyses réalisées dans un modèle capable de prédire la répartition des sous-faciès sédimentologiques, en sub-surface et à l'échelle du bassin, et ainsi de leurs propriétés pétrophysiques. Un premier modèle statistique basé sur la description des analogues de terrain a confirmé les liens existant entre les hétérogénéités observées à l'échelle des environnements de dépôts, de la diagenèse et des propriétés réservoirs. Ce modèle calibré sur les sous-faciès sédimentologiques a ensuite été appliqué sur les puits carottés des secteurs médian et central, avec les mesures effectuées au cours de cette thèse comme paramètres d'entrées. Cette seconde calibration en sub-surface devient ensuite le jeu de données de référence pour effectuer une transposition et un habillage des sous-faciès sédimentologiques à l'échelle du bassin et en utilisant uniquement les données de diagraphies de puits acquises lors des sondages.

La transposition basée sur la diagraphie de puits et l'habillage en sous-faciès montre alors des résultats comparables aux découpages séquentiels réalisés par le BRGM. La comparaison de ces deux méthodes permet de mettre en évidence la robustesse de notre méthodologie, de notre analyse et du modèle qui en est issu. Ces résultats confortent également notre modèle de dépôts pour la Formation de l'Oolithe Blanche. L'habillage en sous-faciès sédimentologiques permet une définition à très haute résolution des hétérogénéités sédimentologiques dans la Formation de l'Oolithe Blanche à l'échelle du bassin et permet d'affiner le modèle 3D existant. Ces hétérogénéités sédimentologiques étant fortement liées aux hétérogénéités dans la qualité du réservoir, il est désormais possible de localiser précisément les zones à fort intérêt économique, facilement

exploitables, au sein de la formation.

Le modèle réalisé dans cette thèse est calibré pour la Formation de l'Oolithe Blanche et peut être déployé simplement et rapidement à l'ensemble des sondages réalisés dans le Bassin de Paris durant les 60 dernières années, dès lors que les rapports de fin de sondage contiennent suffisamment de données de diagraphies de puits. Les sous-faciès sédimentologiques ayant des propriétés acoustiques propres à chacun, l'outil sonique est de première importance. Enfin, ce travail a grandement participé à l'amélioration des connaissances sur la Formation de l'Oolithe Blanche et notamment dans ses caractéristiques sédimentologiques et diagénétiques, à l'échelle du bassin. Les données ici apportées contribuent également à la compréhension des processus mis en œuvre lors de la genèse et de l'évolution des réservoirs carbonatés à plus grande échelle.

# Bibliographie

- Akin, S. & Kovscek, A. (2003). Computed tomography in petroleum engineering research. *Geological Society, London, Special Publications*, 215(1), 23–38.
- Alam, M., Fabricius, I., & Prasad, M. (2011). Permeability prediction in chalks. *AAPG Bulletin*, 95(11), 1991–2014.
- Anderson, T. & Arthur, M. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *Arthur, M.A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. & Land, L. S. Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Courses Notes*, (10), 1.1–1.151.
- André, G. (2003). *Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l'Est du Bassin de Paris*. Thèse de doctorat, Université Henri Poincaré, Nancy I, France.
- André, G., Hibsich, C., Fourcade, S., Cathelineau, M., & 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(3), 214–228.
- Anselmetti, F. & Eberli, G. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pure and Applied Geophysics*, 141(2), 287–323.
- Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*, 146(99), 54–62.
- Aubertin, F. (2013). Modélisation de l'écoulement couplé au transport réactif pour la compréhension des processus diagénétiques d'un aquifère salin profond du bassin de paris. Mémoire de master 2, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Badinier, G., Rigollet, C., Collin, P. Y., & Dreux, R. (2007). *Caractérisation sédimentologique et pétrophysique de la formation aquifère de l'Oolithe Blanche de Saint-Martin-de-Bossenay à partir des analogues de terrain de Bourgogne. Projet PICOREF. Rapport Gaz de France (DEP.DGS.SPG.CRI.2007)*. Technical report, Gaz de France, 114 p.
- Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status : an overview. *Renewable and sustainable energy reviews*, 6(1-2), 3–65.
- Barbin, V. & Schvoerer, M. (1997). Cathodoluminescence et géosciences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(3), 157 – 169.
- Beavington-Penney, S., Nadin, P., Wright, V., Clarke, E., McQuilken, J., & Bailey, H. (2008). Reservoir quality variation on an Eocene carbonate ramp, El Garia Formation, offshore Tunisia : Structural control of burial corrosion and dolomitisation. *Sedimentary Geology*, 209(1-4), 42–57.

- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., & Marc, S. (2010). Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France) : Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, 28(4), 861–879.
- Boesplug, X., Long, B., & Occhietti, S. (1995). Cat-scan in marine stratigraphy - a quantitative approach. *Marine Geology*, 122(4), 281–301.
- Bonijoly, D., Barbier, J., Cotiche, C., Herbrich, B., Kervevan, C., Matray, J., Menjoz, A., Robelin, C., & Thierry, D. (2003). *Feasibility of CO<sub>2</sub> storage in geothermal reservoirs, example of the Paris Basin–France*. Technical report, Report BRGM/RP-52349-FR, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans, France, 135 p.
- Boyer, S. & Mari, J. (1994). *Sismique et diagraphies*. Editions Technip.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J., Vincent, B., Thierry, J., & Trouiller, A. (2009). The origin and timing of multiphase cementation in carbonates : Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, 222(3), 161–180.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J., Blanc, P., & Trouiller, A. (2010). Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates : Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research*, 80(9), 791–807.
- Brosse, E. ., Badinier, G., Blanchard, F., Caspard, E., Collin, P. Y., Delmas, J., Dezayes, C., Dreux, R., Dufournet, A., Durst, P., Fillacier, S., Garcia, D., Grataloup, S., Hanot, F., Hasanov, V., Houel, P., Kervevan, C., Lansiard, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., P., M., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thinon, I., Thoraval, A., & Vidal-Gilbert, S. (2010). Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO<sub>2</sub> storage in the Paris Basin (geocarbone-PICOREF). *Oil & Gas Science and Technology*, 65(3), 375–403.
- Brunet, M. F. & Le Pichon, X. (1980). Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 631–637.
- Brunet, M.-F. & Le Pichon, X. (1982). Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 87(B10), 8547–8560.
- Burchette, T. P. (2012). Carbonate rocks and petroleum reservoirs : a geological perspective from the industry. *Geological Society, London, Special Publications*, 370(1), 17–37.
- Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P. Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badinier, G., Brosse, E., & Rigollet, C. (2010). Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sedimentary Geology*, 230(3-4), 123–138.

- Cavelier, C. & Lorenz, J. (1987). *Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien*. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, Mémoire hors série.
- Cavelier, C. & Pomerol, C. (1979). Chronologie et interpretation des événements tectoniques cenozoïques dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 7(21), 33–48.
- Celeux, G., Nakache, J., & Daudin, J. (1994). *Analyse discriminante sur variables qualitatives*. Polytechnica.
- Cerepi, A., Barde, J., & Labat, N. (2003). High-resolution characterization and integrated study of a reservoir formation : the danian carbonate platform in the aquitaine basin (france). *Marine and Petroleum Geology*, 20(10), 1161–1183.
- Chapoulie, R., Cazenave, S., & Cerepi, A. (2005). Apport de la cathodoluminescence à haute résolution à l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(3), 337 – 346.
- Charton, R. (2013). Signature diagénétique des formations carbonatées Bathonien de l'ouest du Bassin de Paris. Apports pour la compréhension des paléocirculations des fluides. Mémoire de master 2, Université de Bourgogne.
- Choquette, P. & Pray, L. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2), 207–250.
- Clauer, N., Fourcade, S., Cathelineau, M., Girard, J., Vincent, B., Elie, M., Buschaert, S., & Rousset, D. (2007). A review of studies on the diagenetic evolution of the Dogger to Tithonian sedimentary sequence in the eastern Paris Basin. Impact on the physical and chemical rock properties. *Mémoires de la Société géologique de France*, 178, 59–71.
- Cole, D. (1976). Velocity/porosity relationships in limestones from the portland group of southern england. *Geoexploration*, 14(1), 37–50.
- Croizé, D., Ehrenberg, S. N., Bjørlykke, K., Renard, F., & Jahren, J. (2010). Petrophysical properties of bioclastic platform carbonates : implications for porosity controls during burial. *Marine and Petroleum Geology*, 27(8), 1765–1774.
- David, C. (1993). Geometry of flow paths for fluid transport in rocks. *Journal of geophysical research*, 98(B7), 12267–12.
- de Rafélis, M., Renard, M., Emmanuel, L., & Durllet, C. (2000). Apport de la cathodoluminescence à la connaissance de la spéciation du manganèse dans les carbonates pélagiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(6), 391 – 398.
- Delmas, J., Brosse, E., & Houel, P. (2010). Petrophysical properties of the middle jurassic carbonates in the PICOREf sector (south champagne, paris basin, france). *Oil & Gas Science and Technology–Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 65(3), 405–434.

- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M., Cadet, J., Crasquin, S., & Sandulescu, M. (2000). *Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical maps*. Commission de la carte géologique du monde.
- Dickson, J. (1966). Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, 36(2), 491–505.
- Duda, R. O., Hart, P. E., & Stork, D. G. (2012). *Pattern classification*. John Wiley & Sons.
- Duguid, S. M. A., Kyser, T. K., James, N. P., & Rankey, E. C. (2010). Microbes and ooids. *Journal of Sedimentary Research*, 80(3-4), 236–251.
- Dunteman, G. (1989). *Principal components analysis*. Sage Publications.
- Durlet, C. (1996). *Apport de la diagénèse des discontinuités à l'interprétation paléoenvironnementale et séquentielle d'une plate forme carbonatée. Exemple des calcaires à entroques du seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien)*. Thèse de doctorat, Université de Dijon, France.
- Dvorkin, J., Mavko, G., & Nur, A. (1991). The effect of cementation on the elastic properties of granular material. *Mechanics of Materials*, 12(3), 207–217.
- Dvorkin, J., Nur, A., & Yin, H. (1994). Effective properties of cemented granular materials. *Mechanics of Materials*, 18(4), 351–366.
- Elsworth, D. & Yasuhara, H. (2010). Mechanical and transport constitutive models for fractures subject to dissolution and precipitation. *International journal for numerical and analytical methods in geomechanics*, 34(5), 533–549.
- Emberley, S., Hutcheon, I., Shevalier, M., Durocher, K., Mayer, B., Gunter, W., & Perkins, E. (2005). Monitoring of fluid-rock interaction and CO<sub>2</sub> storage through produced fluid sampling at the Weyburn CO<sub>2</sub>-injection enhanced oil recovery site, Saskatchewan, Canada. *Applied Geochemistry*, 20(6), 1131–1157.
- Enay, R. & Cariou, E. (1980). *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*, volume 5. Dép. des sciences de la terre, Université Claude-Bernard. Lyon, France.
- Fabricius, I. L., Bächle, G. T., & Eberli, G. P. (2010). Elastic moduli of dry and water-saturated carbonates—effect of depositional texture, porosity, and permeability. *Geophysics*, 75(3), N65–N78.
- Ferry, S., Pellenard, P., Collin, P. Y., Thierry, J., Marchand, D., Deconinck, J. F., Robin, C., Carpentier, C., Durlet, C., & Curial, A. (2007). Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris basin. *Mémoires de la Société géologique de France*, 178, 37–57.

- Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J., Pascal, A., & Thierry, J. (1989). Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge bathonien terminal-callovien. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 133–165.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks : analysis, interpretation and application*. Springer.
- Folk, R. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones : in pray, l. *C, and RC Murry*, (pp. 13–38).
- Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., & Foubert, A. (2011). Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics*, 76(6), E211–E226.
- Garcia, J.-P., Laurin, B., & Sambet, G. (1996). Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du Bassin de Paris : une échelle biochronologique ponctuée de niveaux repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 435–451.
- Gaumet, F. (1997). *Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés : le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée*. Thèse, Université Claude Bernard, Lyon, France.
- Geçer Büyükkutku, A., Sari, A., & Karaçam, A. (2005). The reservoir potential of the eocene carbonates in the bolu basin, west of turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 49(1), 79–91.
- Gillon, M., Crançon, P., & Aupiais, J. (2010). Modelling the baseline geochemistry of groundwater in a chalk aquifer considering solid solutions for carbonate phases. *Applied Geochemistry*, 25(10), 1564–1574.
- Gonçalvès, J., Pagel, M., Violette, S., Guillocheau, F., & Robin, C. (2010). Fluid inclusions as constraints in a three-dimensional hydro-thermo-mechanical model of the Paris basin, France. *Basin Research*, 22(5), 699–716.
- Gonçalvès, J., Violette, S., Robin, C., Pagel, M., Guillocheau, F., de Marsily, G., Bruel, D., & Ledoux, E. (2003). 3D modelling of salt and heat transport during the 248 my evolution of the Paris basin : diagenetic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(5), 429.
- Gonçalvès, J., Violette, S., & Wendling, J. (2004). Analytical and numerical solutions for alternative overpressuring processes : Application to the Callovo-Oxfordian sedimentary sequence in the Paris basin, France. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B2), B02110.
- Good, R. & Mikhail, R. (1981). The contact angle in mercury intrusion porosimetry. *Powder Technology*, 29(1), 53–62.

- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Schmitz, M. (2012). *The Geologic Time Scale 2012, 2-volume set*. Elsevier.
- Graton, L. & Fraser, H. (1935). Systematic packing of spheres : With particular relation to porosity and permeability. *The Journal of Geology*, (pp. 785–909).
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J. P., Gaulier, J., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., & Grandjean, G. (1999). Évolution géodynamique du Bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36(4), 3–35.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J. P., Gaulier, J., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., & Grandjean, G. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4), 189–245.
- Gunter, W., Bachu, S., Law, D., Marwaha, V., Drysdale, D., MacDonald, D., & McCann, T. (1996). Technical and economic feasibility of CO<sub>2</sub> disposal in aquifers within the alberta sedimentary basin, canada. *Energy Conversion and Management*, 37(6), 1135–1142.
- Harris, P. (1979). *Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal*, volume 7. Comparative Sedimentology Laboratory, Division of Marine Geology and Geophysics, University of Miami, Rosenstiel School of Marine & Atmospheric Science.
- Harris, P., Halley, R., & Lukas, K. (1979). Endolith microborings and their preservation in holocene-pleistocene (bahama-florida) ooids. *Geology*, 7(4), 216–220.
- Heasley, E., Worden, R., & Hendry, J. (2000). Cement distribution in a carbonate reservoir : recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 17(5), 639–654.
- Holloway, S., Pearce, J., Hards, V., Ohsumi, T., & Gale, J. (2007). Natural emissions of CO<sub>2</sub> from the geosphere and their bearing on the geological storage of carbon dioxide. *Energy*, 32(7), 1194–1201.
- IPCC (2013). *Climate change 2013. The physical science basis*. Rapport 1, Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Javaux, C. (1991). *La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien. Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels*. Thèse de doctorat, Université de Dijon, France.

- Koehrer, B., Heymann, C., Prousa, F., & Aigner, T. (2010). Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body-Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 27(2), 386–411.
- Kopp, A., Class, H., & Helmig, R. (2009). Investigations on CO<sub>2</sub> storage capacity in saline aquifers : Part 1. dimensional analysis of flow processes and reservoir characteristics. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 3(3), 263–276.
- Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J., & Marnier, G. (2006). Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous) : keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23(1), 79–92.
- Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J. P., Sheppard, S. M. F., Grandjean, P., & Dromart, G. (2003). Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic : Evidence from 18O values of marine fish teeth. *Paleoceanography*, 18(3), 1076–1092.
- Lindholm, R. & Finkelman, R. (1972). Calcite staining ; semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Research*, 42(1), 239–242.
- Lønøy, A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bulletin*, 90(9), 1381–1405.
- Louati, S., Ouradou, F., & Rouquette, C. (2013). *Bilan énergétique de la France pour 2012*. Rapport technique, Commissariat général au développement durable - Service de l'observation et des statistiques.
- Lucia, F. (1983). Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks : a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, 35(3), 629–637.
- Lucia, F. (1995). Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 79(9), 1275–1300.
- Lucia, F. (1999). *Carbonate reservoir characterization*. Springer Verlag.
- Lucia, F. J. (2007). *Carbonate reservoir characterization : An integrated approach*. Springer, 2 edition.
- Lun, Z., Jianxin, L., Kongchou, L., Zifei, F., Heng, S., & Xubin, C. (2010). Development and genetic mechanism of complex carbonate reservoir fractures : A case from the Zanarol Oilfield, Kazakhstan. *Petroleum Exploration and Development*, 37(3), 304–309.
- Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menendez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., Swennen, R., & Rigollet, C. (2013). Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Marine and Petroleum Geology*.

- Marques, W., Sial, A., de Albuquerque Menor, E., Ferreira, V., Freire, G., de Albuquerque Medeiros Lima, E., & do Amaral Vaz Manso, V. (2008). Principal component analysis (PCA) and mineral associations of litoraneous facies of continental shelf carbonates from northeastern Brazil. *Continental Shelf Research*, 28(20), 2709–2717.
- Metz, B., Davidson, O., de Coninck, H., Loos, M., & Meyer, L. (2005). *Piégeage et stockage du dioxyde de carbone. Rapport spécial du GIEC*. Technical report, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Cambridge University Press.
- Mégnién, C. (1979). *Hydrogéologie du centre du bassin de Paris : contribution à l'étude de quelques aquifères principaux*. Éditions du B.R.G.M.
- Moore, C. (2001). *Carbonate reservoirs : porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Elsevier Science Ltd.
- Neilson, J. E., Oxtoby, N. H., Simmons, M. D., Simpson, I. R., & Fortunatova, N. K. (1998). The relationship between petroleum emplacement and carbonate reservoir quality : examples from Abu Dhabi and the Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 15(1), 57–72.
- Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M. R., Rollion-Bard, C., Farah, R., & Vasconcelos, C. (2012). Going nano : A new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology*, 40, 547–550.
- Palermo, D., Aigner, T., Nardon, S., & Blendinger, W. (2010). Three-dimensional facies modeling of carbonate sand bodies : Outcrop analog study in an epicontinental basin (Triassic, southwest Germany). *AAPG bulletin*, 94(4), 475–512.
- Palmer, T., Hudson, J., & Wilson, M. (1988). Paleoeocological evidence for early aragonite dissolution in ancient seas. *Nature*, 335, 809–810.
- Pomerol, C. (1978). Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. Mijnbouw*, 57(4), 533–543.
- Pruess, K. (2008). On production behavior of enhanced geothermal systems with CO<sub>2</sub> as working fluid. *Energy Conversion and Management*, 49(6), 1446–1454.
- Purser, B. (1983). *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents : Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*, volume 1. Editions Technip.
- Qi, L., Carr, T. R., & Goldstein, R. H. (2007). Geostatistical three-dimensional modeling of oolite shoals, St. Louis limestone, southwest Kansas. *aapg bulletin*, 91(1), 69–96.
- Rad, S., Makhloufi, Y., Guerrot, C., Flehoc, C., & Collin, P. (2013). Sedimentary and diagenetic features of the oolithe blanche formation (middle Jurassic) : New contribution from Ca, Sr, C, O isotopic compositions. In *Goldschmidt 2013 - Mineralogical Magazine*, volume 77.

- Rankey, E. & Reeder, S. (2010). Controls on platform-scale patterns of surface sediments, shallow Holocene platforms, Bahamas. *Sedimentology*, 57(6), 1545–1565.
- Rankey, E. & Reeder, S. (2011). Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 81(2), 97–117.
- Reeder, S. & Rankey, E. (2008). Interactions between tidal flows and ooid shoals, northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 78(3), 175–186.
- Reeder, S. & Rankey, E. (2009). Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology*, 267(3-4), 141–155.
- Reijmer, J., Swart, P., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S., & Zechel, S. (2012). A Re-Evaluation of Facies on Great Bahama Bank I : New Facies Maps of Western Great Bahama Bank. *Perspectives in Carbonate Geology : A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg (Special Publication 41 of the IAS)*, 98, 29–46.
- Rezaee, M.-R., Motiei, H., & Kazemzadeh, E. (2007). A new method to acquire m exponent and tortuosity factor for microscopically heterogeneous carbonates. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 56(4), 241–251.
- Riddiford, F., Wright, I., Bishop, C., Espie, A., & Tourqui, A. (2004). Monitoring geological storage : the in Salah gas CO2 Storage Project. *GHGT7, Vancouver, Canada*, 5(9).
- Roduit, N. (2007). *JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent*. Thèse de doctorat, Université de Genève, Suisse.
- Rojas, J., Giot, D., Le Nindre, Y., Criaud, A., Fouillac, C., Brach, M., Menjoz, A., Martin, J. C., & Lambert, M. (1990). *Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger*. Technical report, BRGM.
- Rong, H., Jiao, Y., Wu, L., Gu, Y., & Zhang, L. (2012a). Relationship between heterogeneity and seismic velocities of the yudongzi triassic oolitic reservoirs in the erlangmiao area, northwest sichuan basin, china. *Journal of Petroleum Science and Engineering*.
- Rong, H., Jiao, Y., Wu, L., Gu, Y., Zhang, L., Li, R., & Zeng, F. (2012b). Effects of diagenesis on the acoustic velocity of the triassic oolitic shoals in the yudongzi outcrop of erlangmiao area, northwest sichuan basin. *Journal of Earth Science*, 23(4), 542–558.
- Ryskal, O., Malinin, V., & Akhmetov, R. (1989). Porosity types in complex carbonate reservoirs based on petrophysical studies. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 2(1), 27 – 30.
- Sandberg, P. (1983). An oscillating trend in phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305, 19–22.
- Schlumberger (2007). *Schlumberger Market Analysis, 2007*. Technical report, Schlumberger.

- Schröder, S., Grotzinger, J. P., Amthor, J. E., & Matter, A. (2005). Carbonate deposition and hydrocarbon reservoir development at the Precambrian–Cambrian boundary : The Ara Group in South Oman. *Sedimentary Geology*, 180(1), 1–28.
- Serra, O. (1984). *Fundamentals of well-log interpretation*. Elsevier : Elf Aquitaine.
- Serra, O. (2008). *Well Logging Handbook*. Editions TECHNIP.
- Shearman, D., Twyman, J., & Zand Karimi, M. (1970). The genesis and diagenesis of oolites. *Proceedings of the Geologists' Association*, 81(3), 561–575.
- Team, R. C. (2012). R : A language and environment for statistical computing.
- Thierry, J. & Barrier, E. (2000). Middle Callovian, map 9. *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps : Explanatory Notes, Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris*, (pp. 49–110).
- Tiab, D. & Donaldson, E. C. (2012). *Petrophysics - Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties (3rd Edition)*. Elsevier.
- Total (2007). *Projet pilote de captage et de stockage géologique de CO2 dans le bassin de Lacq*. Technical report, Total.
- Tucker, M., Wright, V., & Dickson, J. (1990). *Carbonate sedimentology*. Wiley-Blackwell.
- Uriarte Goti, J. (1997). *Maturité thermique des sédiments de la bordure sud-est du Bassin de Paris*. Thèse de doctorat, Institut Forel, Département de Minéralogie. Département de Géologie et Paléontologie. Section des Sciences de la Terre. Université de Genève, Suisse.
- Van Geet, M., Lagrou, D., & Swennen, R. (2003). Porosity measurements of sedimentary rocks by means of microfocus x-ray computed tomography (ct). *Geological Society, London, Special Publications*, 215(1), 51–60.
- Verwer, K., Braaksma, H., & Kenter, J. A. (2008). Acoustic properties of carbonates : Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics*, 73(2), B51–B65.
- Verwer, K., Porta, G. D., MerinoTomé, O., & Kenter, J. A. M. (2009). Controls and predictability of carbonate facies architecture in a Lower Jurassic three dimensional barrier shoal complex (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 56(6), 1801–1831.
- Vidal-Gilbert, S., Nauroy, J., & Brosse, E. (2009). 3D geomechanical modelling for CO2 geologic storage in the Dogger carbonates of the Paris Basin. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 3(3), 288–299.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., & Loreau, J. (2007). Geodynamic control on carbonate diagenesis : Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, 197(3-4), 267–289.

- Volery, C., Davaud, E., Durllet, C., Clavel, B., Charollais, J., & Caline, B. (2010). Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains : Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology*, 230(1), 21–34.
- Washburn, E. (1921). The dynamics of capillary flow. *Physical review*, 17(3), 273.
- Weger, R. J., Eberli, G. P., Baechle, G. T., Massaferro, J. L., & Sun, Y.-F. (2009). Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG bulletin*, 93(10), 1297–1317.
- Westphal, H., Eberli, G., Smith, L., Grammer, G., & Kislak, J. (2004). Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming. *AAPG bulletin*, 88(4), 405–432.
- Wilson, M. & Evans, M. (2002). Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo : implications for subsurface reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, 19(7), 873–900.
- Worthington, P. (1993). The uses and abuses of the archie equations, 1 : The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*, 30(3), 215–228.
- Zinszner, B. & Pellerin, F. (2007). *A geoscientist's guide to petrophysics*. Institut français du pétrole publications. Editions Technip.



# Annexe - Article





## Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the *Oolithe Blanche Formation* (Bathonian, Paris Basin, France)



Yasin Makhloufi <sup>a,\*</sup>, Pierre-Yves Collin <sup>b</sup>, Françoise Bergerat <sup>a</sup>, Lisa Casteleyn <sup>c</sup>, Steven Claes <sup>d</sup>, Christian David <sup>c</sup>, Beatriz Menendez <sup>c</sup>, Fabrice Monna <sup>e</sup>, Philippe Robion <sup>c</sup>, Jean-Pierre Sizun <sup>f</sup>, Rudy Swennen <sup>d</sup>, Christophe Rigollet <sup>g,1</sup>

<sup>a</sup> Université Pierre et Marie Curie – Paris 6, UMR CNRS 7193 ISTEP, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

<sup>b</sup> Université de Bourgogne, UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

<sup>c</sup> Université de Cergy-Pontoise, Laboratoire Géosciences et Environnement Cergy, 5 mail Gay-Lussac, 95031 Cergy-Pontoise Cedex, France

<sup>d</sup> Katholieke Universiteit Leuven, Dept. of Earth and Environmental Sciences, Geology, Celestijnenlaan 200E, 3001 Heverlee, Belgium

<sup>e</sup> Université de Bourgogne, UMR CNRS 6298 Culture ART&HIS, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

<sup>f</sup> Université de Franche-Comté, UMR CNRS 6249 Chrono-environnement, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France

<sup>g</sup> BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 28 February 2013

Received in revised form

19 July 2013

Accepted 19 August 2013

Available online 5 September 2013

#### Keywords:

Paris Basin

Ooids

Tight carbonate reservoir

Diagenesis

Petrophysics

Porosity

Permeability

Fluid-flow properties

### ABSTRACT

The *Oolithe Blanche Formation* was studied in three quarries, located at the south-eastern edge of the Paris Basin (France). Heterogeneities in reservoir properties were assessed through a sedimentological, diagenetic and petrophysical study. The relationships between depositional settings, diagenesis and petrophysical properties were analysed using detailed petrographic studies, image analysis, Nano CT-scans and petrophysical measurements.

The carbonate reservoir pore network is mainly controlled by intraparticle microporosity which ensures the connectivity with interparticle meso- and macroporosity.

Early cementation vs. early compaction processes (mainly grain interpenetration) may have considerable influence on fluid-flow properties and parameters such as permeability, acoustic velocities and tortuosity. Better reservoir properties are found when compaction processes begin before cementation.

From statistical analyses, e.g. Principal Component Analysis and Linear Discriminant Analysis, a sedimentological/diagenetic and petrophysical model is proposed that is in a good agreement with the geological model developed from field work.

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

## 1. Introduction

In a world where demand for fossil and renewable energy continues to rise, reservoir characterisation and modelling is an essential step for better management of resources. About 60% of the oil and 40% of the gas reserves are present in carbonate reservoirs (Schlumberger Market Analysis, 2007). In this context, such

reservoirs represent a challenge as they are by far the most complex lithologies to understand. Three major difficulties are inherent in the interpretation of carbonate reservoirs: (1) the heterogeneity of reservoir properties in carbonate rocks (e.g. Westphal et al., 2004; Davis et al., 2006; Dou et al., 2011), (2) their often fractured non-matrix flow network and (3) the complex long-term diagenetic evolution of the reservoir (Rong et al., 2012; Wilson and Evans, 2002). It is therefore generally difficult to understand and even more difficult to predict the distribution of petrophysical properties in carbonate reservoirs.

The *Oolithe Blanche Formation* is one of the two major deep saline aquifers in the Paris Basin (France). This formation has been widely used for over thirty years in the exploitation of geothermal energy, especially in the centre of the basin. Furthermore, this reservoir was selected by the French Geological Survey (BRGM) as a

\* Corresponding author. Present address: Université Pierre et Marie Curie, ISTEP, 4 Place Jussieu Case 117, 75252 Paris Cedex 5, France. Tel.: +33 144274786; fax: +33 144273831.

E-mail addresses: [yasin.makhloufi@upmc.fr](mailto:yasin.makhloufi@upmc.fr), [yasin.makhloufi@gmail.com](mailto:yasin.makhloufi@gmail.com) (Y. Makhloufi).

<sup>1</sup> Current address: SGS Horizon Oil, Gas & Chemical Services, Prinses Marietplantsoen, 81, 2595 BR Den Haag, Netherlands.

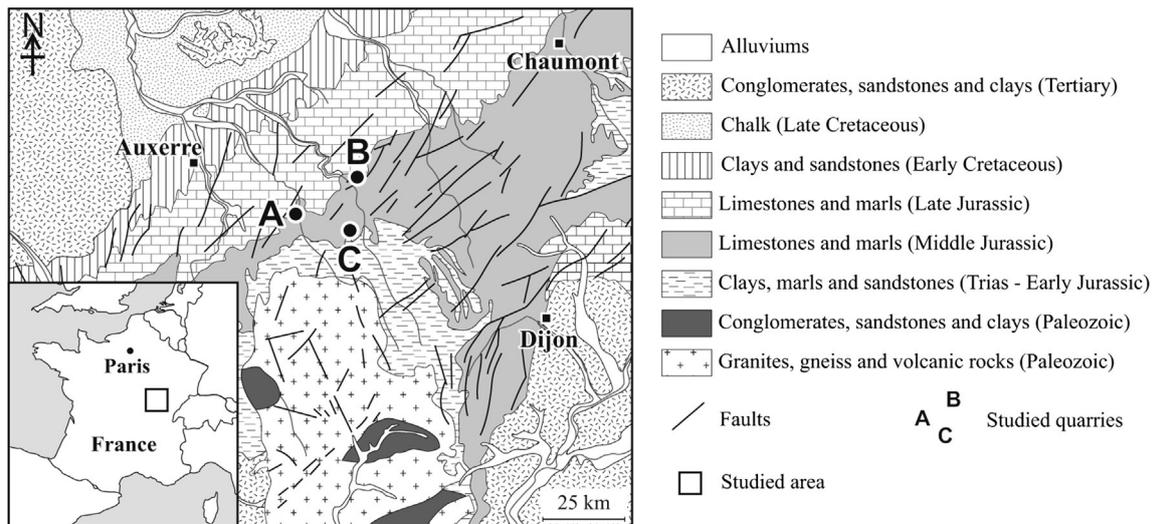


Figure 1. Geological map of the study area and location of sites studied (quarries).

potential target for CO<sub>2</sub> geological storage (Brosse et al., 2010). However, recent studies carried out within the framework of both types of use showed that the petrophysical properties and the distribution of porous and permeable bodies within this aquifer were more complicated than initially expected (Lion et al., 2004; Brigaud et al., 2009, 2010; Delmas et al., 2010; Vincent et al., 2011). In addition, the heterogeneities in the distribution of petrophysical properties are expressed at very different scales, from less than one metre, as observed in outcrops, to more than one kilometre, as shown by geothermal tests (Delmas et al., 2010).

A previous study by Casteleyn et al. (2010a,b) emphasised the fact that the petrophysical properties of the *Oolithe Blanche Formation* are mainly controlled by microstructural properties, and especially by the geometry of the pore network. Based on field analogues, our main objectives are: (1) to provide a detailed diagenetic history of this formation, (2) to complete the data characterising the petrophysical properties of this formation ( $V_p$ , permeability and porosity values, pore-throat size, tortuosity, formation factor and 3D reconstruction of the pore network), (3) to define the relationships between petrophysical properties and sedimentological and diagenetic parameters, and finally (4) to propose a model to allow our results to be used in subsurface settings.

A better understanding of porosity and permeability distribution within the facies of the *Oolithe Blanche Formation* will greatly help reservoir modelling, a crucial step for further exploitation of this reservoir. The strategy presented here will help to understand the distribution of reservoir heterogeneities in an uncommon, tight reservoir, with a dominant intraparticle micropore network.

## 2. Geological setting

The Paris Basin is an intensively studied Meso-Cenozoic intracratonic basin (e.g. Pomerol, 1978; Mégnien, 1979; Guillocheau et al., 1999). It is bounded by ancient massifs, namely the Ardennes to the north, the Armorican Massif to the west, the Vosges to the east and the Massif Central to the south.

In the south-eastern part of the Paris Basin, a Middle Jurassic carbonate series overlies the *Marne à Ostrea acuminata Formation* with, from the base to the top: (1) the *Oolithe Blanche Formation* (Bathonian), which is composed of grainstone (rarely packstone) carbonate, formed in an agitated shallow platform environment,

(2) the *Calcaire de Comblanchien Formation* (Bathonian, locally a hydrocarbon reservoir) composed mainly of wackestone to mudstone carbonate, formed in a calm, protected lagoon environment and (3) the *Pierre de Dijon-Corton Formation*, the *Pierre de Ladoix Formation* and the *Calcaire à Plantes Formation* (usually grouped under the name *Dalle Nacrée Formation*; Floquet et al., 1989; Callovian, locally a hydrocarbon reservoir) mainly composed of coarse oobioclastic deposits formed in a shallow marine environment. This reservoir system is sealed by the *Marne de Massingy Formation* (Callovian-Oxfordian). This reservoir system is included in a larger petroleum system consisting of the Upper Liassic–Dogger–Neocomian, which produced 50% of the Paris Basin oil in 2000 (Beccaletto et al., 2010). During the Bathonian, several large carbonate platforms, including the *Oolithe Blanche Formation*, were present in a warm, agitated, shallow marine domain (Floquet et al., 1989; Garcia et al., 1996; Gaumet et al., 1996; Dromart et al., 2003). These platforms contained oolitic barriers with coarse sediments and lagoonal areas where fine-grained sediments were deposited. The *Oolithe Blanche Formation* is therefore heterogeneous in terms of sedimentology throughout the Bathonian, with horizontal and vertical variations of facies over short distances. The *Oolithe Blanche Formation* varies from 80 to 100 m in outcrops at the eastern edge of the basin, to about 50 m in the centre of the basin, at a depth of 2000 m.

The *Oolithe Blanche Formation* is an oobioclastic limestone with low fossil content (echinoderms, bivalves, brachiopods, gastropods, bryozoans and foraminifers). Ooids found in the *Oolithe Blanche Formation* show laminations typical of marine ooids formed in an agitated environment.

The analysis presented here concerns the *Oolithe Blanche Formation* in three quarries located in the north of Burgundy (Fig. 1) near the towns of Massangis (N 47°37'19.22" E 3°57'22.49"), Bierry-Les-Belles-Fontaines (N 47°36'42.96" E 4°10'48.78") and Ravières (N 47°43'34.92" E 4°14'21.36").

## 3. Methods

### 3.1. Sampling

Sites in each of the three quarries were selected and 16 large oriented blocks of about 20 cubic decimetres were collected at each

**Table 1**  
Summary of the petrophysical methods, formulas and parameters investigated.

Method	Investigated parameters	Formulas		Dimensions	Plug size	Conditions
Porosity	Connected porosity	$\Phi = (Ws - Wd)/(Ws - Wh)$	$\Phi$ : porosity value in % Ws: weight of saturated sample (g) Wd: weight of dry sample Wh: hydrostatic weight	%	25 mm	Dry, saturated
Mercury porosity	Pore throat diameter	$Pc = 2 * \gamma *  \cos(\theta)  / r$	Pc: Capillary pressure $\gamma$ : surface tension coefficient of mercury/air r: the radius of the pore throat $\theta$ : contact angle, 130° for mercury <sup>(1)</sup>	$\mu\text{m}$	25 mm	Dry
Acoustic wave velocity	P wave velocity	$V = d/t$	V: velocity (km/s) d: plug length t: P wave's travelling time	km/s	25 mm	Dry, saturated
Electric conductivity	Formation factor Cementation factor	$F = R_{\text{sample}}/R_{\text{brine}} = \Phi^{-m}$	F: formation factor R: resistivity ( $\Omega\text{ m}$ ) $\Phi$ : porosity value m: cementation factor	$\text{S m}^{-1}$	25 mm	Saturated
	Tortuosity	$\tau = F * \Phi = \Phi^{(1-m)}$	$\tau$ : tortuosity F: formation factor $\Phi$ : porosity value m: cementation exponent		25 mm	Saturated
Capillarity imbibition test	Capillarity imbibition factor	$dW/S = Ci^2 * \sqrt{t}$	dW: differential of weight gained (g) S: the surface of the sample ( $\text{cm}^2$ ) Ci: capillary imbibition factor t: time (h)	$\text{g cm}^{-2} \text{ h}^{-1/2}$	40 mm	Dry
Permeability	Permeability	$Q = (K/\eta) * S * (\Delta P/L)$	Q: volumetric flow rate of fluid K: permeability $\eta$ : nitrogen viscosity S: surface of the section L: length of the sample dP: pressure gradient	mD	40 mm	Dry

site. In each block, three separate cores were drilled along the x, y and z axis, one of which was parallel to the bedding, while the other two were perpendicular to the first one. The diameter of the cores depended on the analytical protocols to be applied. While most of the methods were applied to plugs of 25 mm in diameter and 60 mm in length, the permeability measurements and capillary imbibition kinetics required a plug diameter of 40 mm and a length of 55 mm.

To complete our dataset, 31 thin sections were taken from the plugs used by Casteleyn et al. (2010a,b). Hence the complete dataset consisted of 73 samples.

### 3.2. Petrography and image analysis

Thin sections, impregnated with epoxy resin dyed by Methylene blue, were used to determine the texture, grain type, bioclast content, granulometry, mineralogy, cement type, and pore-type distribution. Cathodoluminescence and calcite staining (Dickson, 1966) were used to determine the cement mineralogy and the sequence of diagenetic events. Thin-section photographs were assembled to obtain an image of each sample as a whole. These images were analysed with the free image analysis software JMicroVision<sup>®</sup>, to quantify cementation and grain interpenetration (area in  $\mu\text{m}^2$ ), grain size and grain count. The cementation surface is calculated based on a colour threshold for the whole image, as the sparitic cementation always appears in white on the photographs. Intraparticle cements were subsequently separated (manually) from interparticle cements and discarded. JMicroVision<sup>®</sup> was also used to quantify grain distribution. Mean grain size was characterised using the maximum length of the grains. We counted 300 grains in each thin section to define sediment composition. The following groups were considered: ooids, echinoderms and others (pellets, bioclasts and undetermined grains). A scanning electron microscope was used to analyse the pore network and to observe the connectivity of the intraparticle and interparticle pore system.

### 3.3. Petrophysics

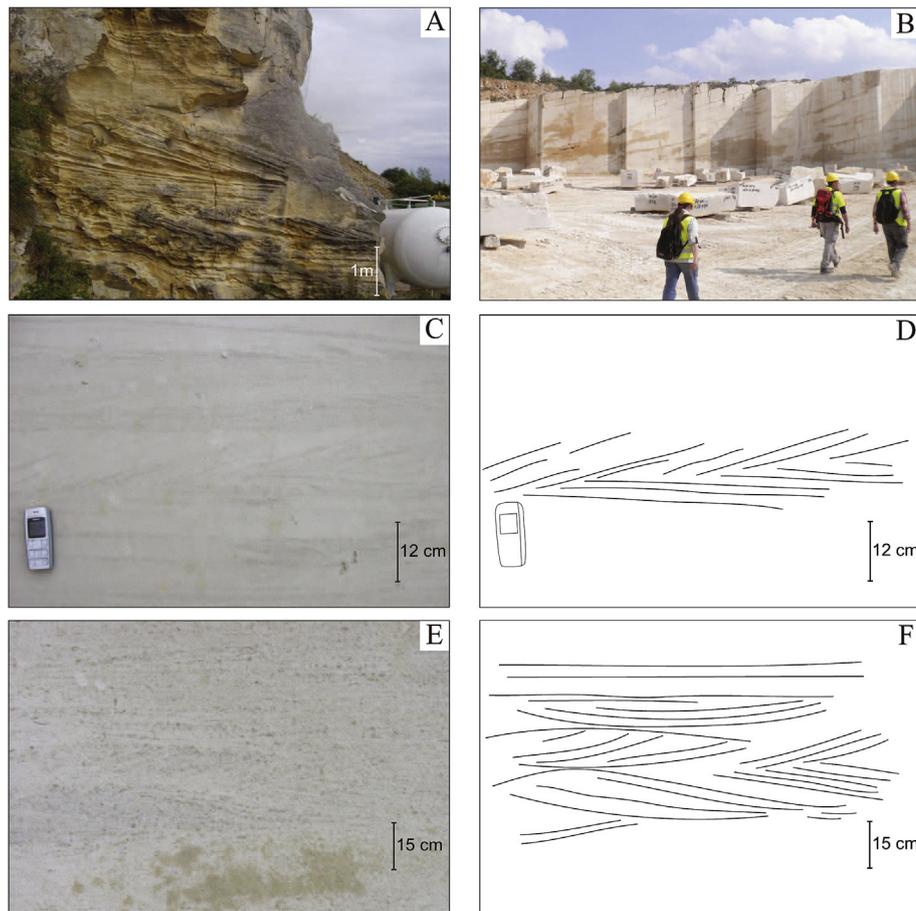
#### 3.3.1. Reservoir properties

Lønøy's classification (Lønøy, 2006) was used to characterise the pore types. Three types of pores were differentiated by their size and origin (intra- or interparticle), namely micro- (pore diameter below 1  $\mu\text{m}$ ), meso- (pore diameter from 1 to 10  $\mu\text{m}$ ), and macropores (pore diameter exceeding 10  $\mu\text{m}$ ). Micropores are the dominant type in the reservoir studied, and are always intraparticle.

This petrophysical study follows the procedures described by Casteleyn et al. (2010a,b). A synthesis of the methods, formulas, plug dimensions and laboratory conditions is presented in Table 1. Several of the petrophysical methods applied were measured on water-saturated samples. In such cases the plugs were first oven-dried at 60 °C for 12 h, and then impregnated with water (or brine for the electric conductivity method) in a desiccator for 12 h at a vacuum of 1 Pa. As the device used to measure permeability and capillary imbibition kinetics only accepts plugs of 40 mm in diameter, one plug per sampling block was used, for a total of 31 measurements.

Water porosity was calculated by measuring the dry and water-saturated weight of the sample, and then its hydrostatic weight (weight measurement of the sample totally immersed in water). Mercury Injection Capillary Pressure was measured using a Micrometrics Autopore IV 9500 in order to determine pore-size distribution (Van Brakel et al., 1981) with Washburn's equation (1921).

Capillary rise tests were used to determine the capillary imbibition factor, which describes the capacity of a rock to absorb water only by capillary flow movement. For this experiment, the samples were first dried in an oven at 60 °C and then placed vertically on a grid in a tray filled with distilled water. The level of distilled water was kept constant throughout the duration of the experiment and a thin layer (2–5 mm) of water provided the



**Figure 2.** Examples of sedimentary structures observed in the *Oolithe Blanche* Formation. (A) Trough current megaripples and high-energy planar beddings, Oolitic Shoal sub-facies, Ravières quarry. (B) Large structures composed of stacked prograding clinoforms, with lobe morphologies observable when the surface of the structure is visible, Prograding Oolitic Lobe sub-facies, Massangis quarry. (C) Sigmoidal ripples, herringbone cross-stratifications and planar laminations, Tidal sub-facies, Massangis quarry. (D) Outline of sedimentary structures in C. (E). Herringbone cross-stratifications, Tidal sub-facies, Massangis quarry. (F) Outline of sedimentary structures in E.

capillary supply. The tray was sealed and kept at a constant temperature of 25 °C to maintain humidity close to saturation. The weight of the sample was measured at increasing time intervals. The weight increase relative to the surface of the sample was then plotted as a function of the square root of time. The evolution of this weight increase can be separated into two stages. During the first stage the weight gain was linear and the kinematics of imbibition was proportional to the square root of time. The slope of this first stage is the parameter investigated. The second stage of imbibition corresponds to the diffusion in water of the air bubbles trapped in the pore network.

Permeability measurements were performed on a constant head permeameter using nitrogen as fluid. Samples were coated with a neoprene sleeve to maintain a perfect seal in the Hassler chamber during the experiment. Permeability was calculated from Darcy's equation (1856) and corrected for the Klinkenberg effect using the graphical method described by many authors (Riepe et al., 1983; Zinszner and Pellerin, 2007).

### 3.3.2. Microstructure characterisation

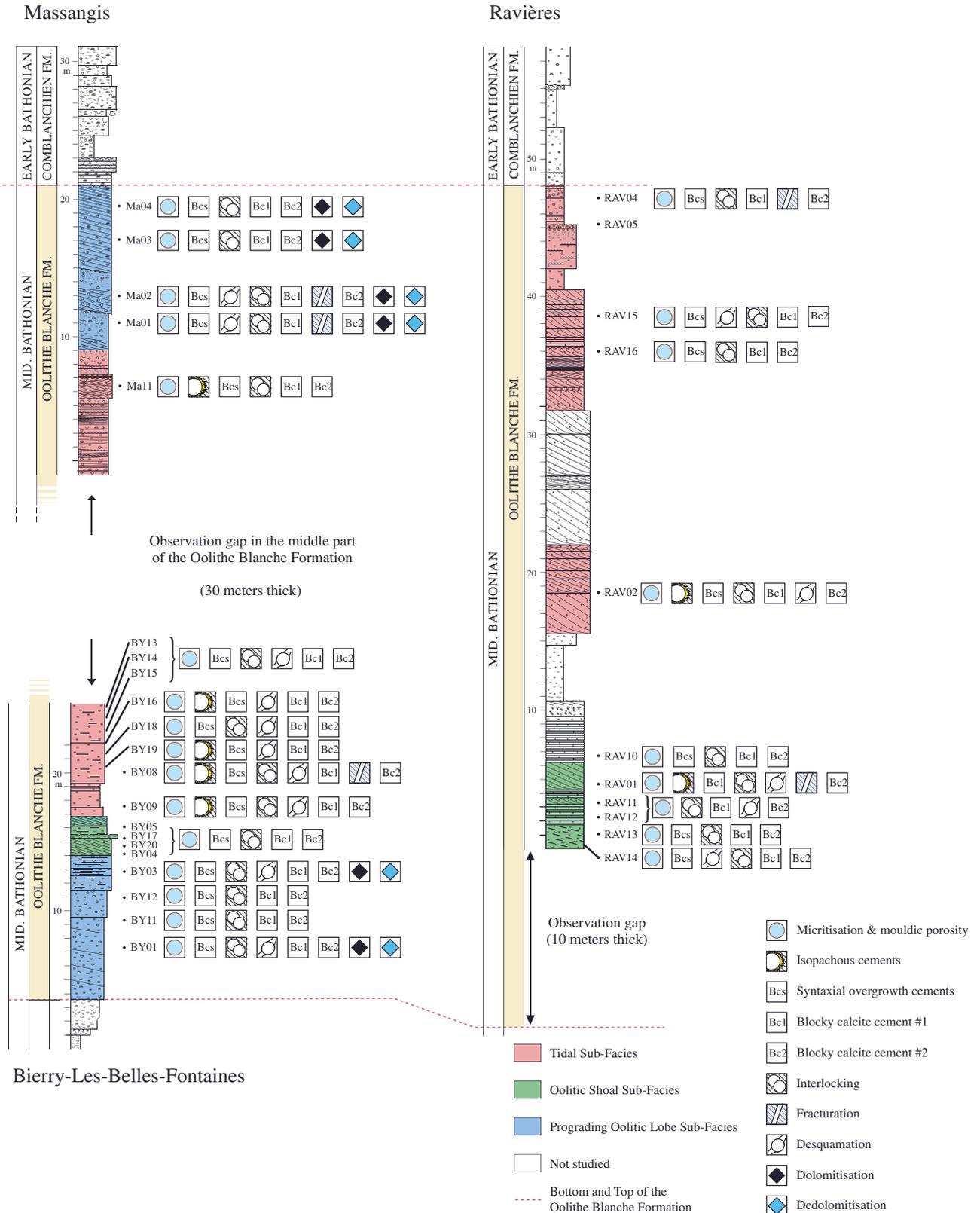
Acoustic velocities were measured using a Panametrics 5058 PR (ultrasonic pulse generator), two ultrasonic P-wave transducers with a resonance frequency of 500 kHz, and a digital oscilloscope. Acoustic P-wave travel time through samples was measured in both dry and saturated conditions, under ambient temperature and atmospheric pressure. Here we present only dry  $V_P$  values.

Electric conductimetry tests were performed with a Radiometer CD210 conductimeter in order to determine the formation factor from which the tortuosity and the cementation exponent defined in Archie's law were estimated. This test consists in measuring the electrical conductivity along the axis of a plug saturated with brine (NaCl solution). The saturation process was repeated three times, increasing brine conductivity each time (0.1, 1 and 3  $S m^{-1}$  respectively). The cementation exponent  $m$  was deduced with a regression model based on Archie's law (Archie, 1942). Finally, the electrical tortuosity (Glover, 2009), which represents the complexity of the pore network and the current flow path, was deduced using the relationship between formation factor and porosity (Table 1).

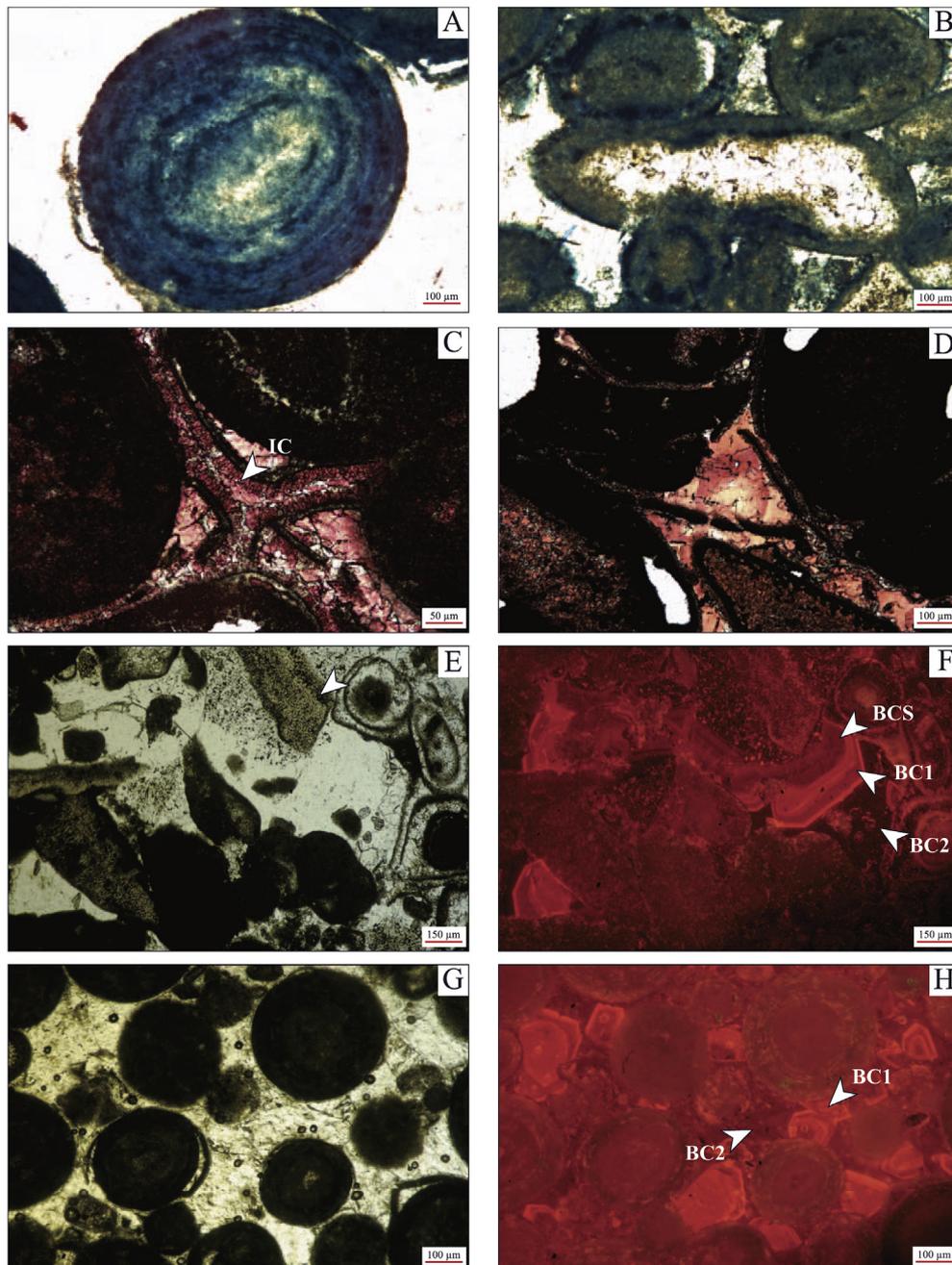
To illustrate the 3D structure of the pore network, computed tomography analyses were carried out, using a GE Measurement & Control Phoenix nanotom<sup>®</sup> with a 180 kV/15 W nanofocus X-ray tube and a tungsten/diamond X-ray source. Achieved resolution ranged from 12 to 1.5  $\mu m/voxel$ . Plug imaging and pore network connectivity used Avizo<sup>®</sup> Fire 3D analysis software.

### 3.4. Statistical analysis

A Principal Component Analysis (PCA) was carried out on the measured variables using their correlation matrix (readers can refer to Wold et al. (1987) for a complete description of this method).



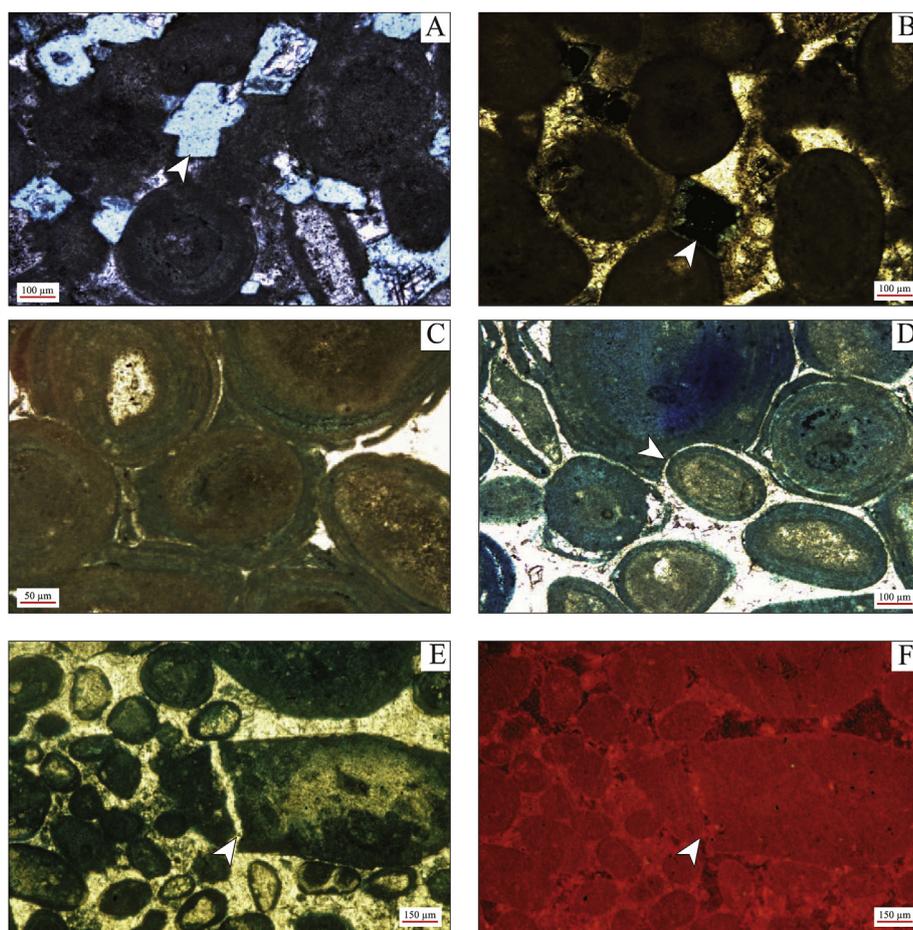
**Figure 3.** Stratigraphy and logs of the study area. For each sample, the diagenetic phases observed are represented by symbols, from left to right, in chronological order of appearance. Modified from Casteleyn et al. (2010a) (RAV = Ravières, BY = Bierry-Les-Belles-Fontaines, MA = Massangis).



**Figure 4.** Diagenetic processes, biological and chemical phases. IC: isopachous cement, BCS: syntaxial overgrowth, BC1: blocky calcite #1, BC2: blocky calcite #2. (A) Ooid. The intraparticle micropore system is revealed by a blue-stained resin impregnation. (B) Micritised bioclast observed in polarised non-analysed light under optical microscopy. Mouldic porosity is completely filled with blocky calcite cementation. (C) Isopachous cementation on spalled oolites; the calcite-staining method reveals the low to non-ferroan composition of the cement. (D) Blocky calcite after calcite staining. As with the isopachous cements, the blocky calcite is low to non-ferroan but exhibits zonations. (E) and (F) Syntaxial overgrowth around a non-micritised echinoderm and blocky calcite observed under optical microscopy and cathodoluminescence. (G) and (H) Interparticle blocky calcite filling the primary porosity. Under cathodoluminescence, three cements can be observed, one with ill-defined zonation and brown colouring, corresponding to syntaxial overgrowth (BCS), a second with orange to red zonations (BC1) and a third type with brown colouring, but no zonations (BC2). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

To validate the fact that petrophysical properties are dependent on the facies (and are thus sedimentologically controlled) a Linear Discriminant Analysis (LDA, see [Lachenbruch and Goldstein, 1979](#)) with cross-validation was carried out. The LDA is a predictive method to study the possible relationship between several groups of individuals. In the present work, each individual is characterised by diagenetic and petrophysical measurements. The aim is to determine that an individual belongs to a group of samples sharing

the same properties. The comparison is then made between the groups established by the LDA and the sedimentological groups (i.e. sub-facies) observed in the outcrops. A good match between the LDA and field-work investigations means that the classification is successful. This would strengthen the hypothesis that depositional setting induces particular diagenetic/petrophysical properties. This will also provide a way to predict the facies when only laboratory measurements are available. To ensure the validity of our analysis,



**Figure 5.** Diagenetic, chemical and physical phases. (A) and (B) Macroporosity showing a rhombohedral morphology, typical of dedolomitisation. This phase truncates the particles as well as the cements. (C) interpenetrated ooids. The intraparticle microporosity is revealed by the impregnation with blue staining. (D) Rare case of isopachous cementation trapped during grain interpenetration. (E) and (F) Micro-fracturing filled with blocky calcite. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

we used the Wilks test (Shapiro and Wilk, 1965). The null hypothesis was that the facies are all identical and cannot be discriminated by the diagenetic and petrophysical parameters considered. Statistical analyses were performed with the free software R (R Core Team, 2012).

## 4. Results

### 4.1. Sedimentary facies of the Oolithe Blanche Formation

Three sedimentary sub-facies were recognised in the *Oolithe Blanche Formation*. The term facies is used hereafter for the general facies of the formation (i.e. an oolitic facies), and the term sub-facies for the subdivisions:

- **Oolitic Shoal** sub-facies. These white grainstones are well sorted, and ooids represent 60%–100% of the allochems. The remaining allochems are pellets and various bioclasts (mainly echinoderms (11%), bivalves, brachiopods, corals and benthic foraminifers). In thin sections, an average of 10.4% of the area is occupied by interparticle blocky calcite cementation. Sometimes these grainstones exhibit no sedimentary structures. Planar (2D) or trough (3D) current ripples and megaripples are often observed, as well as coarser horizontal planar laminations (Fig. 2A).

- **Prograding Oolitic Lobe** sub-facies. These white to orange grainstones (or packstones for a few samples) are poorly sorted. Ooids represent 64% of the allochems. Bioclasts are represented by echinoderms (9%), bivalves, brachiopods and benthic foraminifers. A micritic matrix is rarely observed in the samples and is not representative of the main carbonate texture. In the thin sections, an average of 6.3% of the area is occupied by interparticle blocky calcite cementation, the lowest value of the three sub-facies. In the quarries, large structures composed of stacked prograding cliniform sets are observed (Fig. 2B). Planar and trough cliniform sets are recognised. Lobe morphologies can sometimes be observed where the cliniform surfaces are visible. Within the beds, trough cross-stratifications, 3D current ripples and sigmoidal ripples are occasionally present.
- **Sub-facies of tide-dominated environment** (abbreviated as **Tidal** sub-facies). These white grainstones are generally well sorted. Ooids represent 72% of the allochems, with some pellets and bioclasts (mainly echinoderms (11%), bivalves, brachiopods and benthic foraminifers). In the thin sections, an average of 11.6% of the area is occupied by interparticle blocky calcite cementation. Trough cross-beddings, 3D (rarely 2D) ripples and mega-ripples, sigmoidal ripples, herringbone cross-stratifications and horizontal planar laminations are observed (Figs. 2C, D, E and F).

**Table 2**  
Petrophysical and diagenetic variables. Data in italics are compiled from Casteleyn et al. (2010a). Missing values are caused by analytical problems or unavailability of material. G.I.: Grain interpenetration, C.I.F.: Capillary Imbibition Factor.

Sample	Sub-facies	Permeability (mD)	Porosity (%)	Cement (%)	G.I. (%)	VP dry (km/s)	Formation factor	C.I.F. (g cm <sup>-2</sup> h <sup>-1/2</sup> )	Tortuosity	Mean grain size (μm)	
By 12 y	Prograding Oolitic Lobe		19.81	4.27	1.21	3.92	44.19		8.76	404.15	
By 12 z		0.19	17.86	13.69	0.31	4.04	47.44	87.89	8.47	369.53	
Ma 01 z		0.07	15.54	2.31	1.20	4.92	86.27	6.71	11.02	566.52	
Ma 02 x			12.84	2.04	1.42	4.74	71.15	25.03	7.88	572.74	
Ma 02 z		0.03	12.84	3.66	1.20	5.02		22.14	7.88	428.88	
Ma 03 y			12.54	5.28	1.87	4.38	55.11	38.15	7.25	476.16	
Ma 03 z		0.07	13.44	4.70	2.33	4.46	49.58	37.00	7.25	532.85	
Ma 04 x			10.58	1.00	0.23	4.95	88.79	27.29	14.05	452.83	
Ma 04 y			7.75	1.00	0.60	5.67	241.51	24.36	14.05	323.08	
Ma 04 z		0.06	15.71	4.51	1.04	5.08		30.22	14.05	355.34	
By 01 z		8.94	19.25	10.44	0.50	3.66	25.65	118.15			
By 03 z		0.23	16.63	8.73	0.52	3.47	27.87	128.49	4.72	329.54	
By 11 x			27.59	6.41	0.53	3.77	23.55		5.05	792.56	
By 11 y			19.64	12.39	0.25	3.73	25.52		5.05	389.63	
By 11 z		0.68	19.70	14.01	0.29	3.67	27.82	112.52	5.05	757.52	
By 17 x	Oolitic Shoal		13.11	20.48	0.91	3.49	34.39	61.49	5.63	605.45	
By 17 y		0.42	13.58	14.56	0.76	3.17	51.58		8.58	455.56	
By 17 z			16.89	10.21	1.76	3.23	47.43		8.33	508.12	
By 20 x				18.30	9.37	1.23	3.56	58.31		8.90	451.25
By 20 y		0.29	16.37	12.43	0.30	3.92	57.06	71.61	10.16	374.95	
By 20 z			16.64	10.90	0.76	3.83	21.00		3.88	413.10	
Ra 10 x				17.56	2.81	1.34	3.64	63.06		8.33	319.50
Ra 10 y				16.72	3.62	1.62	3.56	44.39		7.82	394.14
Ra 10 z		0.22	17.05	6.11	1.03	3.71	91.41	82.57	10.09	484.20	
Ra 11 x				15.27	5.11	0.67	3.22	121.62		12.41	302.42
Ra 11 y			17.80	6.04	0.35	3.41	157.26		18.63	440.86	
Ra 11 z	0.26	18.49	5.72	0.36	3.24	48.71	93.57	7.59	341.11		
Ra 12 x			13.21	8.59	0.18	4.05	47.98		6.01	564.26	
Ra 12 y	0.09	17.62	4.11	0.87	3.59	72.72	52.88	5.91	443.77		
Ra 13 x			11.04	5.34	1.57	3.68	31.25		4.24	415.30	
Ra 13 y			10.21	8.06	0.53	4.22	12.55		2.12	440.40	
Ra 13 z	0.06	11.85	4.55	0.16	3.94	23.89	20.95	4.06	314.00		
Ra 14 x			15.58	11.34	0.97	2.80	46.21		7.14	470.52	
Ra 14 y			12.53	6.17	2.12	3.61	24.66		5.31	806.60	
Ra 14 z	0.09	13.07	10.34	1.55	3.14	28.04		5.93	671.30		
Ra 01 x	0.07	18.68	15.51	0.38	3.41	46.93	51.75	8.26	545.48		
By 04 x			16.43	17.50	1.04	3.05		73.68	6.07	765.64	
By 04 y			16.89	34.70	0.82	3.28	31.56	116.23	6.07	749.14	
By 04 z	2.8	16.65	12.01	0.41	2.68	41.15	84.11	6.07	466.62		
By 05 y	0	11.54	14.52	0.05	4.14	82.30	35.51	15.84	455.83		
Ma 11 x	Tidal		12.15	16.92	0.00	3.99	22.25		11.19	660.80	
Ma 11 y				13.20	20.81	0.00	4.19	7.82	12.49	572.66	
Ma 11 z		0.02	12.26	15.14	0.00	4.12	42.66		8.12	517.50	
Ra 15 x		0.13	15.45	11.20	0.86	3.84	50.30	10.15	10.18	675.97	
Ra 15 y			21.55	8.10	2.94	3.35	41.68		8.63	503.54	
Ra 15 z			21.15	6.84	0.87	3.49	37.85		7.33	479.77	
Ra 16 x			20.23	9.23	0.49	3.39	82.59		14.05	257.41	
Ra 16 y			20.70	5.89	1.93	3.55	66.42		11.53	273.31	
Ra 16 z		0.19	19.36	11.23	0.07	3.74	236.13	96.27	28.68	85.90	
By 13 x				18.31	7.16	1.33	3.76	72.14		13.21	432.02
By 13 y			21.58	9.31	0.49	3.76	36.06		7.78	442.02	
By 13 z	0.10	15.91	5.00	2.16	4.25	19.29	54.99	3.07	422.02		
By 14 x	0.01	13.37	10.66	0.07	4.18	19.65	17.70	2.63	543.91		
By 14 y			14.39	18.14	0.43	4.14	6.44		1.93	481.03	
By 14 z			9.48	34.40	0.00	4.78	143.59		13.61	708.39	
By 15 x			21.40	5.54	4.00	2.48	48.83		10.45	546.05	
By 15 y			19.77	3.55	4.27	3.74	76.21		15.06	553.01	
By 15 z	0.36	19.78	4.80	3.48	3.01	46.50	124.10	9.20	573.31		
By 16 x			20.58	8.06	0.00	4.01	26.06		5.36	726.25	
By 16 y			20.45	7.96	0.10	4.44	25.97		5.31	531.07	
By 16 z	0.07	20.75	7.87	0.20	3.85	21.40	62.87	4.44	335.90		
By 18 y			17.01	6.97	1.57	3.07	43.24		6.70	406.80	
By 18 z	0.04	17.36	7.02	1.29	3.17	22.93		4.20	497.81		
By 19 x			16.98	15.67	0.00	3.96	22.64		3.78	620.84	
By 19 y	0.04	15.49	16.93	0.00	4.34	17.98	19.85	3.07	570.97		
By 19 z			18.32	22.50	0.00	4.09	43.31		5.68	519.22	
Ra 02 y	0.11	16.35	11.67	0.09	3.60	35.79	57.34	7.43	549.19		
Ra 04 x			23.72	9.51	1.24	3.64	20.73	90.28	5.86	549.90	
Ra 04 y			16.70	10.83	1.71	4.17	41.75	68.21	5.86	781.86	
Ra 04 z	0.16	16.42	15.45	0.04	4.03	27.09	54.54	5.86	545.00		
By 08 x	0.11	15.90	6.43	0.00	3.62	42.56	80.02	5.61	692.63		
By 09 x			18.33	19.16	0.64	3.43	54.94	51.05			
By 09 z	0.10	19.98	13.76	0.00	3.51	63.29	47.76				

**Table 3**

Summary of the minimum, mean, median and maximum values of each parameter measured in each sub-facies. G.I.: Grain interpenetration, C.I.F.: Capillary Imbibition Factor.

Sub-facies	Value	Permeability (mD)	Porosity (%)	Cement (%)	G.I. (%)	V <sub>p</sub> dry (km/s)	Formation factor	C.I.F. (g cm <sup>-2</sup> h <sup>-1/2</sup> )	Tortuosity	Mean grain size (μm)
Prograding Oolitic Lobe	Min	0.03	7.75	1.00	0.23	3.47	23.55	6.71	4.72	323.08
	Mean	1.28	16.11	6.30	0.90	4.37	62.65	54.83	8.88	482.24
	Median	0.13	15.71	4.70	0.60	4.38	47.44	33.61	7.88	440.85
	Max	8.94	27.59	14.01	2.33	5.67	241.51	128.49	14.05	792.56
Oolitic Shoal	Min	0.00	10.21	2.81	0.05	2.68	12.55	1.91	2.12	302.42
	Mean	0.43	15.32	10.40	0.87	3.50	54.56	58.10	7.88	488.51
	Median	0.15	16.43	9.37	0.82	3.56	47.46	61.49	7.59	451.25
	Max	2.80	18.68	34.70	2.12	4.22	157.26	116.23	18.63	806.60
Tidal	Min	0.01	9.48	3.55	0.00	2.48	6.44	10.15	1.93	85.90
	Mean	0.11	17.71	11.63	0.92	3.78	48.78	54.59	8.33	535.36
	Median	0.10	18.31	9.51	0.43	3.76	41.68	54.77	7.33	545.00
	Max	0.36	23.72	34.40	4.27	4.78	236.13	124.10	28.68	781.86

#### 4.2. Diagenetic phases recorded in the Oolithe Blanche Formation

Eleven, sometimes overlapping, diagenetic phases were observed in the *Oolithe Blanche Formation*. These phases are either (bio)chemical (micritisation, grain dissolution, four types of cementation, dolomitisation and dedolomitisation) or physical (spalling, grain interpenetration and finally, fracturing). Some stylolitisation may be present, but is very rarely observed in this formation. A summary of the diagenetic sequences observed in each sample is presented in Figure 3, together with stratigraphy, sample position and sub-facies distribution.

Micritisation of ooids and bioclasts is associated with the creation of mouldic porosity after organic matter degradation and aragonite dissolution (Fig. 4A and B). Four types of cementation are present: isopachous (and palissadic), syntaxial, blocky calcite 1 (BC1) and blocky calcite 2 (BC2). Isopachous cementation appears as a fringe of fibrous calcitic cement about 5–10 μm wide, growing perpendicular to the substratum. It can be found in interparticle porosity but also in intraparticle porosity in the case of grain dissolution. Palissadic cements about 10–15 μm in length are also observed. All isopachous and palissadic cements show light pink to pale mauve staining (Fig. 4C).

The second phase of cementation consists of a syntaxial calcite, which is an overgrowth around fragments of echinoderms. Both staining (Fig. 4D) and cathodoluminescence (Fig. 4E and F) show the presence of a thin, banded succession of stripes (Fig. 4D).

Two blocky calcite cements (Fig. 4G and H), both sparitic, are differentiated. The first type of blocky calcite (BC1) shows variable colouring under cathodoluminescence, with red and orange zonation that may also sometimes be yellowish. After calcite staining, it displays pink to red colouring. The second type of blocky calcite (BC2) is brown and shows no zonation under cathodoluminescence. After calcite staining, it displays pink to mauve colouring. Finally, the presence of pores with rhombohedral geometry and the truncation of particles or late blocky calcite cements indicate the existence of dolomitisation and dedolomitisation phases (Fig. 5A and B).

The next three phases relate mainly to physical diagenesis, induced by lithostatic compaction during burial directly related to basin subsidence.

Spalling is observed in several samples and occurred when lithostatic compaction brought at least two grains into contact. Under compression, the concentric envelope forming the cortex of the ooids became detached (Fig. 5C and D). Space between spalling and the remaining ooid cortex is always filled with BC1.

Another important diagenetic feature induced by compression is grain interpenetration. During compaction, some grains formed concavo-convex or tangential contacts (*sensu* Flügel, 2004).

Although rarely observed, micro-stylolites are occasionally found at the interface between two interpenetrated grains.

Compaction may also lead to micro-fracturing. Most of the fracturing is observed in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies and is always filled with BC2 (Fig. 5E and F). Note that this fracturing observed at thin-section scale is less than 10 μm wide. No macroscopic fractures are observed.

#### 4.3. Characterisation of the pore network

A summary of the petrophysical parameters measured is presented in Table 2. Micropores are observed mainly in ooids but are also present in micritised grains. Mesopores are less common and are always found in interparticle porosity. Macropores are rarely observed, are always mouldic and related to dedolomitisation. Porosity values range from 7.7% to 27.6%, with a mean value of 16.6% for all samples. The highest mean and median values are observed in the Tidal sub-facies (Table 3).

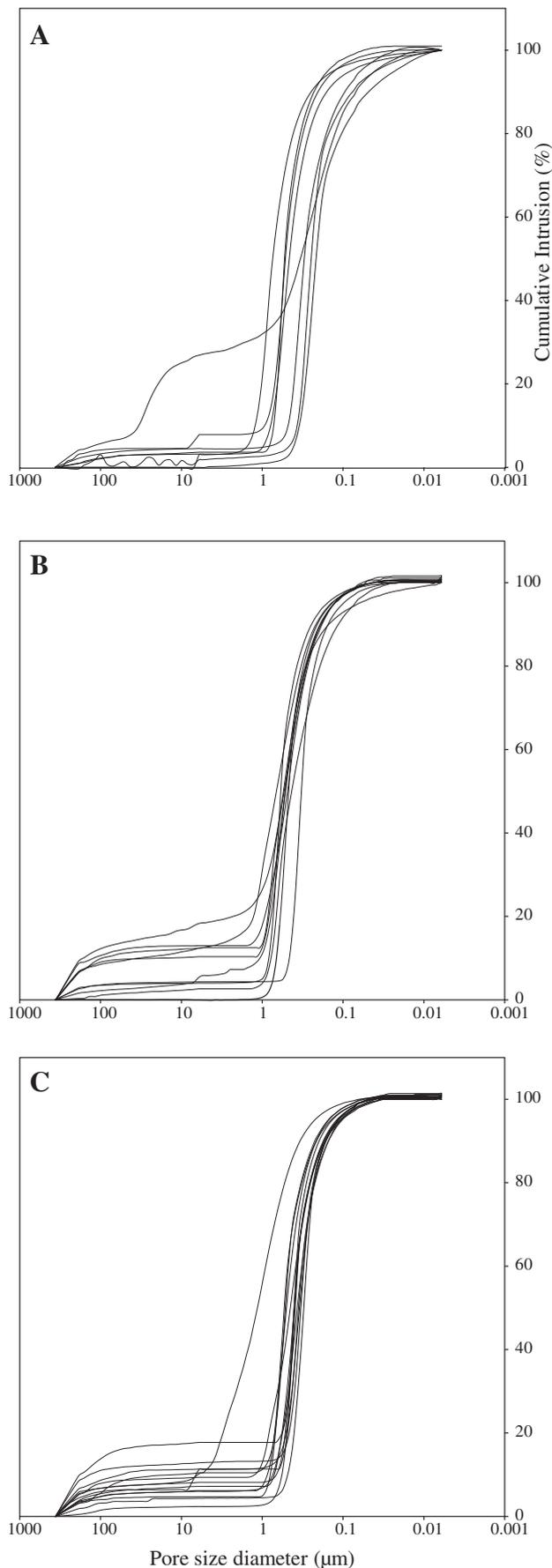
Mercury injection porosity measurement shows an average pore-throat diameter of 0.23 μm, with no discrimination among the three sub-facies (Fig. 6), with the exception of sample MA01 (in the Prograding Oolitic Shoal sub-facies) with two pore-throat categories.

The values of the formation factor range from 6.4 to 241.5. While the Prograding Oolitic Lobe and Oolitic shoal sub-facies show similar median (47.4 and 47.5 respectively) and mean values (62.7 and 54.6 respectively), the lowest values are observed in the Tidal sub-facies (mean 48.8 and median 41.7). Calculated tortuosity values range from 1.93 to 28.68. The Prograding Oolitic Lobe sub-facies shows the highest mean values (8.9) while the lowest values are observed in the Oolitic Shoal sub-facies (7.9). Median values are similar in the Prograding Oolitic Lobe and the Oolitic Shoal sub-facies (7.9 and 7.6 respectively) while the lowest values are found in the Tidal sub-facies (7.3).

Seven plugs were submitted to an extensive nano-CT scan investigation. From these analyses, we present 2D reconstructions (Fig. 7) for samples BY 08x and BY 13y (Tidal sub-facies). Comparison of the connected pore network shows major differences between the two samples. Sample BY 08x shows a strongly connected pore network with a large, central connected zone, whereas BY 13y shows several connected zones that are not mutually interconnected.

#### 4.4. Fluid-flow characterisation and acoustic properties

The overall permeability of the reservoir is low with values ranging from 0.001 mD to 8.94 mD (Table 2) and a mean value of 0.36 mD. Median values (Table 3) are similar for the three sub-



facies while mean values range from 1.28 mD in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies to 0.11 mD in the Tidal sub-facies. Only sample BY01 shows a higher permeability (8.94 mD).

Capillary Imbibition Factor values range from  $6.7 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1/2}$ – $128.5 \text{ g cm}^{-2} \text{ h}^{-1/2}$ . The Prograding Oolitic Shoal sub-facies shows considerable variability. The highest median value is observed in the Oolitic Shoal sub-facies (Table 3).

Measured velocities vary between  $5.67 \text{ km s}^{-1}$  and  $2.48 \text{ km s}^{-1}$  (Table 2). Both the Oolitic Shoal and the Tidal sub-facies show the lowest  $V_p$  values (mean  $3.50$  and  $3.78 \text{ km s}^{-1}$ , median  $3.56$  and  $3.76 \text{ km s}^{-1}$ , respectively) while the Prograding Oolitic Lobe sub-facies shows the highest values (mean  $4.37 \text{ km s}^{-1}$ , median  $4.38 \text{ km s}^{-1}$ ).

#### 4.5. Statistical analyses

The PCA analysis and its associated Pearson correlation table show several relationships between key parameters. Positive and negative correlations are illustrated in the PCA circle of correlation (Fig. 8), where positively correlated variables tend to be close while negatively correlated variables tend to be diametrically opposed in the projections. Principal components 1 and 2 (Fig. 8A) represent 48% of the total variability (27.5% and 21.1% respectively) and the projections on axes 1 and 3 (Fig. 8B) represent 45% of the total variability.

The Pearson product–moment correlation coefficient indicates the linear dependence between two variables. Table 4 shows the  $r$ -value and its associated  $p$ -value. For  $p$ -values below 0.05, the correlation is statistically significant.

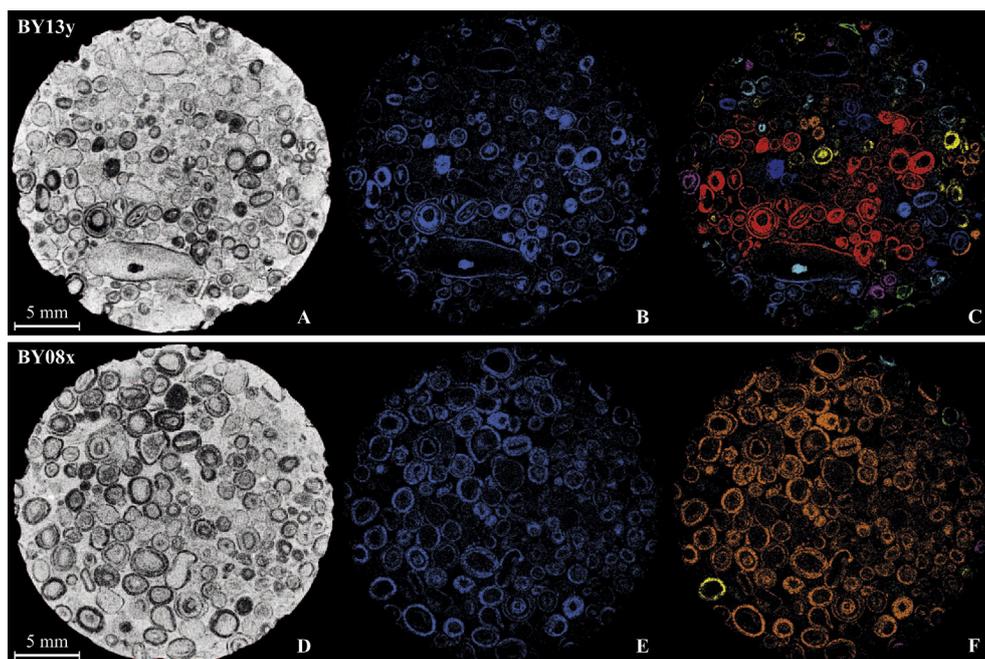
Six strong positive correlations are highlighted: (i–ii) permeability with interparticle cement area and with capillary imbibition factor, (iii) porosity with capillary imbibition factor, (iv–v) formation factor with  $V_p$  and with tortuosity and finally (vi) mean grain size with interparticle cement area. Five strong negative correlations are also present: (i–iv)  $V_p$  with permeability, porosity, capillary imbibition factor, or grain interpenetration and (v) grain interpenetration with interparticle cement area.

Identifying sub-facies on cross-plots confirms the PCA. The permeability vs porosity cross-plot (Fig. 9) shows a positive correlation, while no discrimination is possible between sub-facies. Capillary imbibition factor vs porosity (Fig. 10) shows a strong positive correlation, as demonstrated by the PCA. The permeability vs grain interpenetration cross-plot (Fig. 11) shows no correlation, and no trends in sub-facies. Samples from the Tidal sub-facies with isopachous cementation always have low grain interpenetration values in the case of low to medium permeability.

The  $V_p$  vs porosity cross-plot (Fig. 12) shows a strong negative correlation. Unique trends are also observed in the sub-facies. At fixed porosity, the three sub-facies can be sorted by grading velocities in this order: Oolitic Shoal, Tidal and Prograding Oolitic Lobe. To further investigate sub-facies discrimination, the study of each group individually reveals a significant negative correlation between porosity and  $V_p$  ( $p < 0.05$ ). Least squares estimates of slope and intercept couples, together with their 95% joint confidence regions, are plotted in Figure 14 (see Cornillon and Matzner-Løber, 2007 for more detail about calculation).

For the LDA, our dataset was composed of 58 samples for which all the parameters have been measured. The associated Wilks Lambda value is 0.31 and the associated  $F$  value is 4.1386. For  $\alpha = 0.01$ , the critical  $F$  value is 2.13 with degrees of freedom of 18 and 94. The LDA indicates that 69% of the samples (i.e. 40 samples)

**Figure 6.** Mercury injection porosimetry measurement in the three sedimentological sub-facies. (A) Prograding Oolitic Lobe, (B) Oolitic Shoal and (C) Tidal sub-facies.



**Figure 7.** Orthoslices from Nano CT-scans analyses for samples BY13y (A, B and C) and BY08x (D, E and F). A and D are the raw CT-scans. B and E represent the porosity network (blue) after threshold on the mineral matrix (black). C and F represent the connectivity of the pore network. Porosity zones of the same colour are connected. BY13y exhibits several zones of micropore connectivity which are not interconnected. BY08x exhibits a large zone where the entire intraparticle micropore system is connected. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

are well categorised by sub-facies, as determined in the field (Table 5).

## 5. Discussion

### 5.1. Sedimentary model of the Oolithe Blanche Formation

By integrating field observations with depositional models derived from recent systems such as the Great Bahamas Bank (Harris, 1979; Harris et al., 1979; Reijmer et al., 2009; Reeder and Rankey, 2008, 2009; Rankey and Reeder, 2010, 2011), a simplified sedimentary model has been developed, showing the distribution of sub-facies in the *Oolithe Blanche Formation* (Fig. 13).

The grainstone texture and the sedimentary structures observed in the Oolitic Shoal sub-facies indicate shallow, high-energy shoreface depositional environments, permanently subjected to relatively high-energy, uni-directional currents, as can be observed today in oolitic shoals. For the Tidal sub-facies, the limestone texture and the sedimentary structures are typical of a shallow, high-energy tide-dominated shoreface environment. Finally, in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies, the dominant grainstone (and packstone), the poorly sorted deposits and the local occurrence of a matrix all indicate a shallow, agitated environment with moderate to high-energy currents. Typical sedimentary structures such as sigmoidal ripples indicate the dominance of tidal currents. These large sedimentary structures are interpreted as horizontally and vertically stacked flood lobes, extending in tidal channels, in an internal position relative to the oolitic shoals.

### 5.2. Paragenesis of the reservoir

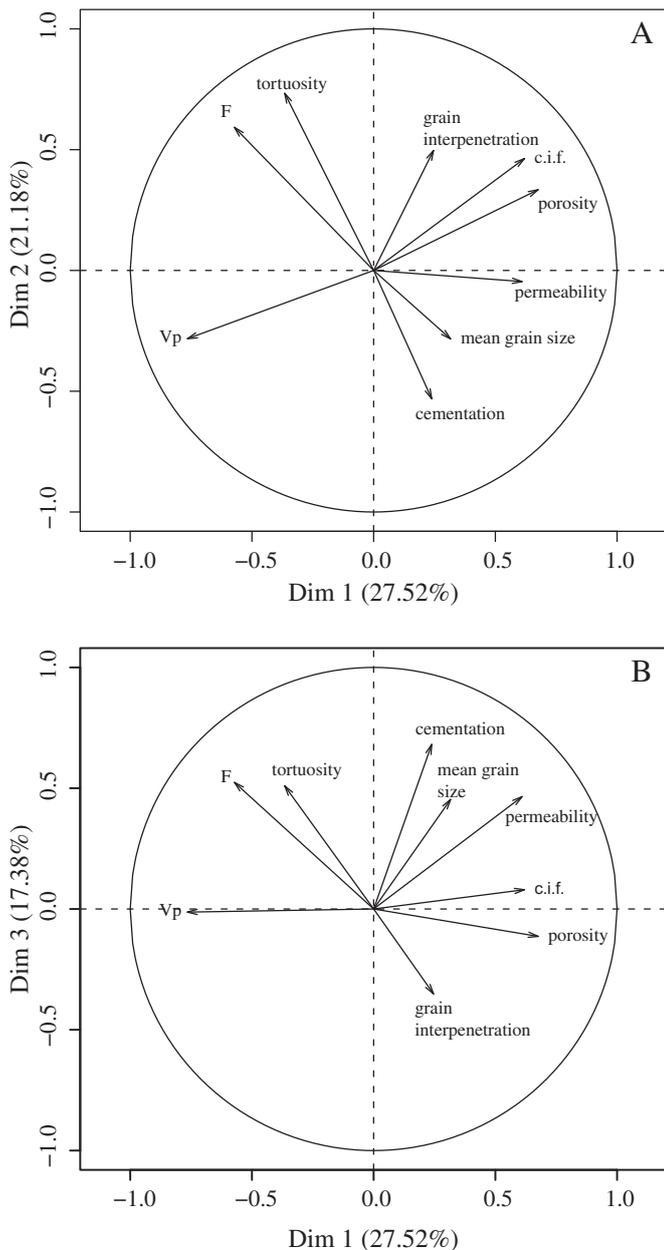
The paragenesis of the *Oolithe Blanche Formation* is presented in Figure 14. The earliest diagenetic phase, micritisation (affecting ooids and bioclasts), is observed mainly in shallow marine environments and may occur directly on, or just below, the seafloor.

Mouldic porosity created by organic matter degradation and aragonite dissolution is filled by drusy calcite crystals increasing in size towards the centre of the pore (Flügel, 2004). Early aragonite dissolution in marine phreatic environments is a recognised phenomenon in calcitic seas, notably during the Jurassic (Sandberg, 1983).

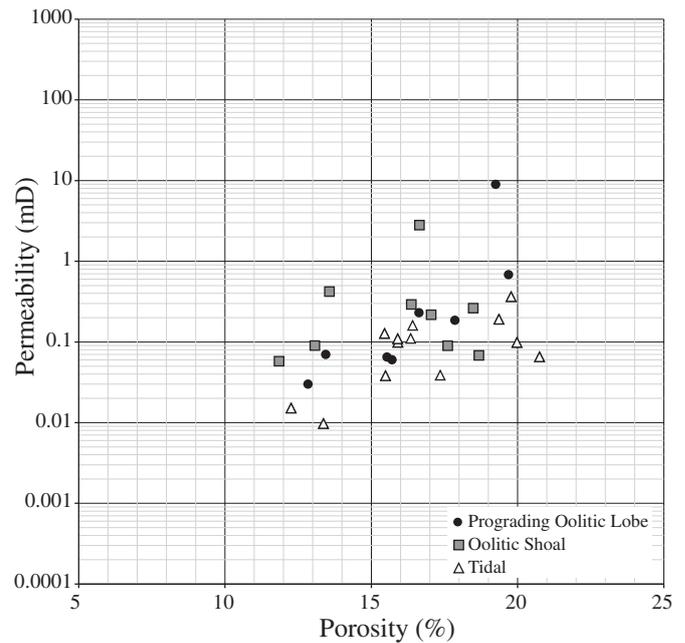
When present, isopachous cements form a coating around allochems. Staining of isopachous cement indicates a non- to weakly ferroan calcite and thus a marine phreatic environment (Tucker et al., 1990). Syntaxial calcite overgrowth must have begun at the same time, as shown by the absence of isopachous cementation around echinoderm fragments. Syntaxial cement also points to a marine phreatic diagenetic environment.

Where isopachous cements exist, they fringe any spalled rims, showing that this type of cementation occurred before compaction. When isopachous cements are absent, the spalled rims are surrounded by blocky calcite. Grain interpenetration is rarely present in samples where isopachous cementation occurred. An isopachous fringe has sometimes been preserved between interpenetrated grains (Fig. 5D). The mechanism involved in grain interpenetration is probably related to pressure-dissolution. Compaction therefore occurred after the precipitation of isopachous cement and before the onset of blocky calcite cementation.

Under cathodoluminescence, BC1 shows zonations, indicating chemical modifications of the parent fluids during crystallisation. The pink to red colouring after calcite staining corresponds to non-ferroan calcite. This type of cementation followed syntaxial overgrowth (Fig. 4F). Micro-fracturing cross-cuts all the diagenetic features described so far. Then the second type of blocky calcite filled any remaining porous space. BC2 shows no zonation under cathodoluminescence, which could indicate diagenetic fluid with a stable chemical composition during precipitation. Calcite staining (pink to mauve) indicates a non- to slightly ferroan calcite showing that the later diagenetic environment of BC2 was more reductive and deeper (Lindhölm and Finkelman,



**Figure 8.** A PCA projection of the variables studied on the principal axes 1 and 2 (A) and axes 1 and 3 (B). Strong positive correlations between variables are highlighted by their proximity. Diametrically opposed variables are strongly negatively correlated.



**Figure 9.** Permeability vs. porosity cross-plot.

1972). Blocky calcite cements precipitated in the open primary and secondary porosity, during mesogenesis and burial. The timing of dolomitisation and dedolomitisation is still unclear. As rhombohedral macropores cross-cut every previously mentioned diagenetic feature, whether (bio)chemical or physical, dolomitisation and dedolomitisation must intervene at the end of the sequence, during telogenesis.

Subtle differences can be observed between the three sub-facies. In the Tidal sub-facies, grain sorting is almost always homogenous and the grain interpenetration surface is the greatest. Dolomitisation is absent. This sub-facies presents the highest content of isopachous cements and the largest surface of cementation (Tables 2 and 4).

The Oolitic Shoal sub-facies, dominated by ooids with minor bioclasts, has almost the same diagenetic history as the Tidal sub-facies. The only difference is that isopachous cementation is rarely observed (with the exception of one sample, RA01).

Dolomitisation and dedolomitisation are only observed in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies in the Massangis quarry. All the samples display some dedolomitisation, and macroporosity ranging from 1.2 to 8.9% (Casteleyn et al., 2010a; quantified from image analysis). Spalling is rarely observed and grain sorting is always heterogeneous.

Several authors, including Shearman et al. (1970), have shown that the formation of an ooid is partially due to the presence of

**Table 4**

Pearson correlation coefficient calculated with the diagenetic and petrophysical measurements for all the datasets. In bold,  $p$ -values  $< 0.05$  and associated  $r$ -values. G.I.: Grain Interpenetration, C.I.F.: Capillary Imbibition Factor, M.G.S.: Mean Grain Size.

	Permeability	Porosity	Cement	G.I.	VP dry	Formation Factor	C.I.F.	Tortuosity	M.G.S.
Permeability		0.1350	<b>0.3724</b>	0.0048	<b>-0.4230</b>	-0.1084	<b>0.3821</b>	-0.0874	0.2035
Porosity	$p = 0.312$		-0.0916	0.1932	<b>-0.5167</b>	-0.2428	<b>0.4739</b>	-0.0005	0.1937
Cement	<b><math>p = 0.004</math></b>	$p = 0.494$		<b>-0.3549</b>	-0.0859	-0.1105	-0.0420	-0.1108	<b>0.4198</b>
G.I.	$p = 0.972$	$p = 0.146$	<b><math>p = 0.006</math></b>		<b>-0.2586</b>	-0.0357	0.1908	0.0933	0.0367
VP dry	<b><math>p = 0.001</math></b>	<b><math>p = 0.000</math></b>	$p = 0.522$	<b><math>p = 0.049</math></b>		<b>0.2594</b>	<b>-0.4362</b>	0.0226	-0.0339
Formation Factor	$p = 0.418$	$p = 0.066$	$p = 0.409$	$p = 0.790$	<b><math>p = 0.049</math></b>		-0.0455	<b>0.8637</b>	-0.1155
C.I.F.	<b><math>p = 0.003</math></b>	<b><math>p = 0.000</math></b>	$p = 0.754$	$p = 0.151$	<b><math>p = 0.001</math></b>	$p = 0.735$		0.0868	-0.0163
Tortuosity	$p = 0.514$	$p = 0.997$	$p = 0.407$	$p = 0.486$	$p = 0.866$	<b><math>p = 0.000</math></b>	$p = 0.517$		-0.0549
Mean Grain Size	$p = 0.125$	$p = 0.145$	<b><math>p = 0.001</math></b>	$p = 0.785$	$p = 0.801$	$p = 0.388$	$p = 0.903$	$p = 0.682$	

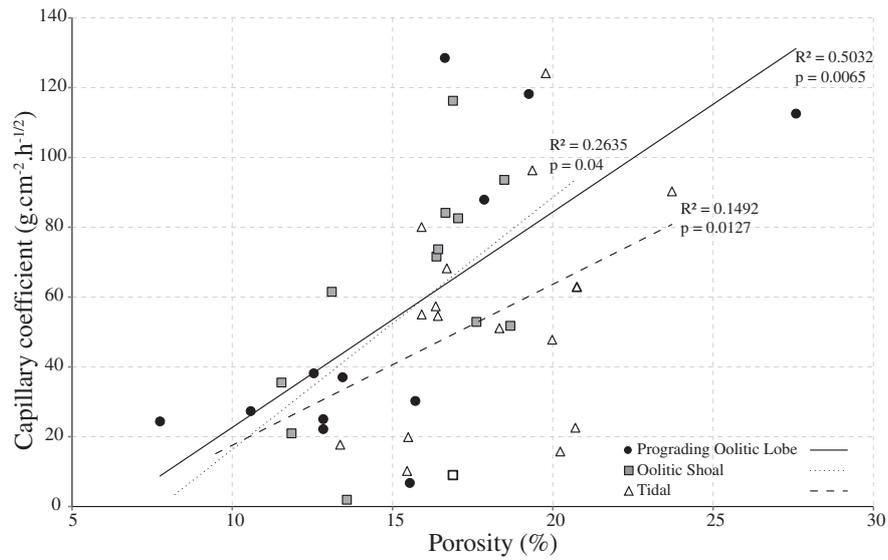


Figure 10. Capillary imbibition factor vs. porosity cross-plot.

algae, leaving organic matter inside the cortex and participating in the structuring of the lamination. Even though the processes involved in the formation of the cortex are still debated (Pacton et al., 2012), studies of recent deposits in Bahamas (Duguid et al., 2010) suggest that microorganisms do not participate in cortex formation. According to some authors, degradation of organic matter contained in the cortex of ooids could lead to the creation of micropores (Harris et al., 1979; Purser, 1983). The origin of intra-particle micropore network development therefore still requires further investigation.

5.3. Factors controlling fluid flow and acoustic properties

Permeability vs. porosity (Fig. 9) and capillary imbibition factor vs. porosity (Fig. 10) show trends similar to those previously

described in the literature (e.g. Worthington, 1993), i.e. an increase in both these parameters as porosity increases. Permeability and porosity are correlated but, for a given porosity value, permeability values vary considerably, therefore no significant correlation can be determined by statistical methods. This is common in carbonate reservoirs where heterogeneity in terms of microstructure induces a complex relationship between permeability and porosity (Rezaee et al., 2007; Palermo et al., 2010). Fracturing may also have an important effect on the porosity–permeability relationship, but in our case the “micro”-fracturing observed does not affect reservoir permeability.

David et al. (2011) also proved that capillary imbibition could be used as a proxy to describe rock permeability. For the capillary imbibition factor vs porosity cross-plot, the three sub-facies cannot be discriminated and do not display distinct trends (some overlap occurs at the highest and lowest porosity values). The variations in permeability encountered in this reservoir could explain the wide range of values for the Capillary Imbibition Factor.

A rather unexpected result is highlighted by the PCA: the cementation area is positively correlated both to grain size and to permeability.

Different packing arrangements for uniform spheres have a major impact on interparticle porosity. While a rhombohedral or “closed-packed” system has a porosity of 25.9%, a cubic or “wide-packed” system has an interparticle porosity of 47.6% (Graton and Fraser, 1935). Original porosity for oolitic and bioclastic sand is estimated at 40% (Lucia, 2007; Zinszner and Pellerin, 2007). Different grain sizes will disturb packing, thus increasing interparticle porosity (Tiab and Donaldson, 2012).

Petrographic observation indicates that the presence of non-spherical particles also disturbs grain-packing. In comparison to ooids and pellets, which are spherical and tend to have constant radii, skeletal particles show great morphological variability. Therefore, a high mean grain-size value reflects a high proportion of skeletal particles such as bioclasts.

The presence of skeletal particles of various forms increases interparticle porosity, which will later be filled by cementation. Skeletal particles, such as echinoderms, also represent ideal nucleation sites (Flügel, 2004). With a greater number of skeletal particles in the fabric, more space remains available for later cementation, thus explaining the positive correlation between grain size and cementation area.

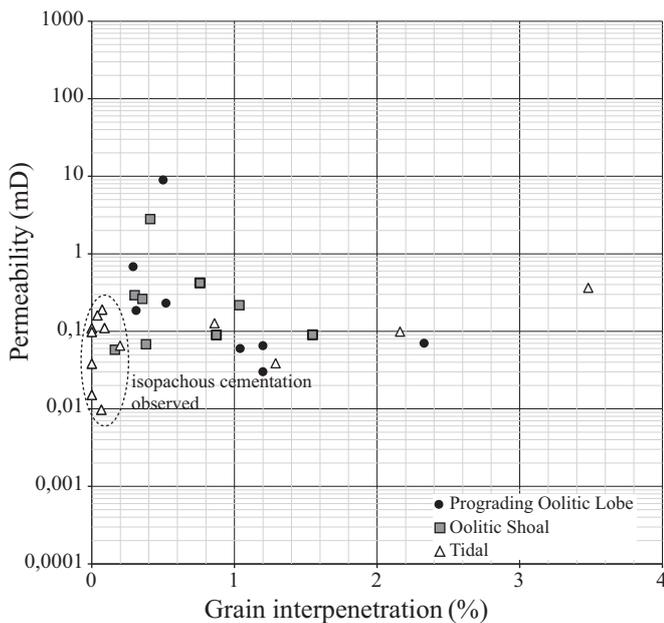


Figure 11. Permeability vs. grain-interpenetration cross-plot. The dashed encircled zone contains samples with isopachous cements.

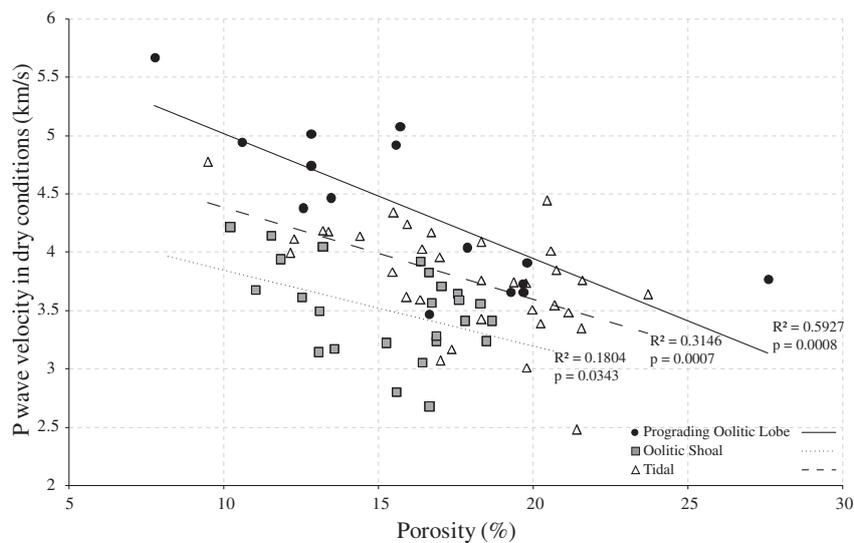


Figure 12. P-wave velocity vs. porosity cross-plot.

Surface contact between grains is greater in ooid and bioclast arrangements than in ooid-only arrangements, as bioclasts have larger contact surfaces, which are microporous due to early micritisation. This extended contact within an intraparticle micropore network could explain the positive correlation between permeability and cementation area.

The negative correlation between interpenetration and cementation (Fig. 8A) needs to be considered in terms of diagenetic history. In cases where cementation intervenes in the earliest types of diagenesis, as with isopachous cements, the cement coating formed around the grain prevents interpenetration during later compaction, because it serves as a stabilising framework. When compaction occurs earlier than cementation, the volume of primary porosity, i.e. the space available for cementation, decreases.

Casteleyn et al. (2010a) showed that the micropore network became connected through the ooids, thus improving the permeability of the rock. However, the permeability vs. grain interpenetration cross-plot (Fig. 11) shows no relationship between these two parameters in our study. No obvious trends can be discerned for any of the sub-facies. Nevertheless, by taking into account the paragenesis of each sample, the cross-plot can be shown to reflect the role of cementation in fluid-flow properties. Isopachous cementation is mainly present in the Tidal sub-facies. Permeability values measured in samples with isopachous cementation are low (dashed zone). When isopachous cements are absent, samples can show higher values of permeability. The Oolitic Shoal has better permeability than the other two sub-facies. Although it has lower porosity for an equivalent cementation area than the Tidal sub-

facies, its grain interpenetration is the highest, providing better connectivity for the intraparticle micropore network. The Prograding Oolitic Lobe sub-facies is the only one with mouldic macroporosity after dedolomitisation and should therefore display better permeability. Mercury injection porosimetry shows that the average pore-throat diameter is about 0.23  $\mu\text{m}$ , meaning that even if mouldic macroporosity is present, it will be connected to the pore network via interparticle microporosity, providing no enhancement of reservoir quality.

Nano-CT scan analyses on intraparticle micropore systems remain scarce but recent studies have proved their efficiency in providing information on pore distribution (Van Geet et al., 2003). However, the major issue concerns the resolution attainable. The pore network studied here is dominated by intraparticle microporosity (<1  $\mu\text{m}$ ), with an average pore-throat diameter of 0.23  $\mu\text{m}$ , while the lowest resolution achieved was 1.5  $\mu\text{m}$ /voxel. Therefore micropore network reconstruction from nano-CT scans describes both the porosity aggregation area and zones of dense pore presence. One way to overcome this technological issue is to link image analyses to petrophysical properties. Tortuosity is one of the most important parameters when assessing fluid-flow properties in reservoirs but remains difficult to quantify (Verwer et al., 2011). Two samples from the same sub-facies were scanned and reconstructed (Fig. 7). The diagenetic and petrophysical properties of these two samples are summarised in Table 2. While sample BY 13y is more porous and more cemented with more interpenetrated grains, it has almost the same permeability value as sample BY 08x. Interestingly, sample BY 13y shows a tortuosity value higher than sample BY 08x (7.78 vs. 5.86 respectively). A closer examination of pore-network connectivity shows that sample BY 13y presents several zones where a few grains are connected together, creating small zones of connectivity, which are not inter-connected. In contrast, a large zone of connectivity exists in sample BY 08x, linking almost all the grains. Even though this sample is less porous, without interpenetrated grains, the connectivity of its pore network induces a low tortuosity value and creates a permeability similar to that of sample BY 13y.

As expected,  $V_p$  and porosity show a negative correlation (Fig. 12). Such results are in good agreement with published results for other carbonate reservoirs (e.g. Cole, 1976; Anselmetti and Eberli, 1993; Baechle et al., 2005, 2008; Croizé et al., 2010; Fournier et al., 2011). Similar trends are observed when

Table 5

Confusion matrix associated with the LDA. Each column represents the real number of samples labelled in a sub-facies, in the field. Each row represents the predicted number of samples reclassified in a sub-facies by the LDA. P.O.L.: Prograding Oolitic Lobe. For example, 21 samples from the Oolitic Shoal sub-facies were used (total of column#1). Of these 21, 17 were well-categorised in the "Oolitic Shoal" group defined by the LDA, 3 were categorised as Tidal and 1 as P.O.L.

Predicted	Real		
	Oolitic shoal	P.O.L.	Tidal
Oolitic Shoal	17	2	5
P.O.L.	1	7	5
Tidal	3	3	16
Well classed	80.9%	58.3%	64%

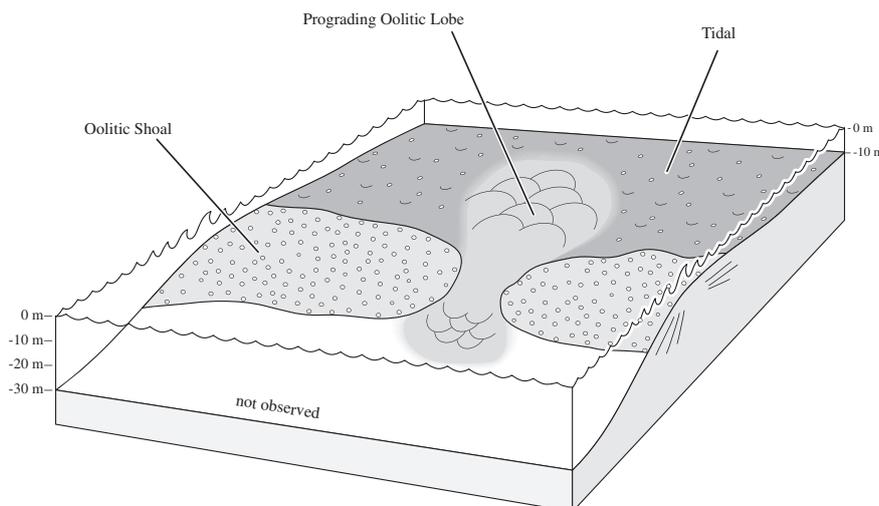


Figure 13. Sedimentary model and sub-facies distribution in the Oolithe Blanche Formation.

evaluating acoustic properties in water-saturated conditions. However, the lack of  $V_p$  measurement in saturated conditions for the Prograding Oolitic Lobe sub-facies prevents a complete cross-plot analysis. The negative correlation between  $V_p$  and the capillary imbibition factor is explained by the strong positive correlation between porosity and capillary imbibition. In addition there is a negative correlation between  $V_p$  and permeability, as permeability is correlated to capillary imbibition. Several authors have linked  $V_p$  with other parameters; Dvorkin et al. (1991, 1994) and more recently Croizé et al. (2010) demonstrated that amount and radius of cementation increase the stiffness of carbonate rocks and thus the acoustic velocities, inducing scattering in typical  $V_p$  vs porosity cross-plots. In addition, Rong et al. (2012) showed that  $V_p$  increases with an increase in mean grain diameter and Brigaud et al. (2010) showed that  $V_p$  tends to be greater in microporous carbonates where compaction starts before cementation, but lower in carbonates where cementation starts before compaction, especially when isopachous cementation is present.

Both cross-plot (Fig. 12) and least squares estimates of slope and intercepts (Fig. 15) show specific trends among sub-facies. Each ellipse appears different from the others. Moreover their position in Figure 15 suggests that the three linear regressions possess the same slope, but with different intercepts.

The Prograding Oolitic Lobe shows the highest velocities, which can be explained because it also has lower porosity, mean grain size, and cementation area than the other two sub-facies. Weger

et al. (2009) demonstrated that carbonates with larger pores have higher acoustic velocities than microporous carbonates. The Prograding Oolitic Lobe displays mouldic macroporosity in addition to intraparticle microporosity.

The Tidal sub-facies has higher porosity than the Oolitic Shoal sub-facies with isopachous cementation: it should therefore present lower acoustic velocities. The fabrics in the Oolitic Shoal and Tidal sub-facies are almost identical, with high ooid content and greater interparticle cementation area. However, the Tidal sub-facies presents higher mean grain size and smaller grain-interpenetration area. In the case of a carbonate where pore type is dominated by intraparticle microporosity, it appears that microstructure and diagenesis, inherited from the depositional environment, have a greater influence on acoustic velocities than porosity alone. This influence is similar to that of carbonate texture (Verwer et al., 2008; Fabricius et al., 2010).

Figure 16 summarises the relationship between the diagenetic features and petrophysical properties observed in the Oolithe Blanche Formation. Case A presents a sample where grain interpenetration or contact is null and therefore fluid migration is impossible, because interparticle porosity is filled with blocky calcite. In this case, cementation occurs before lithological compaction, with low to null permeability. In cases B and C, lithological compaction occurs before blocky calcite cementation. The

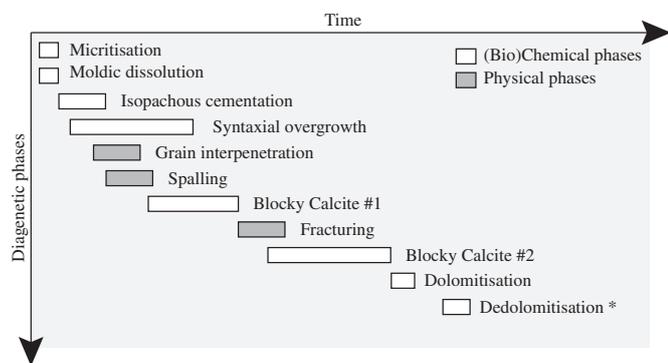


Figure 14. Relative chronology of diagenetic phases. \*Dedolomitisation is only observed in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies.

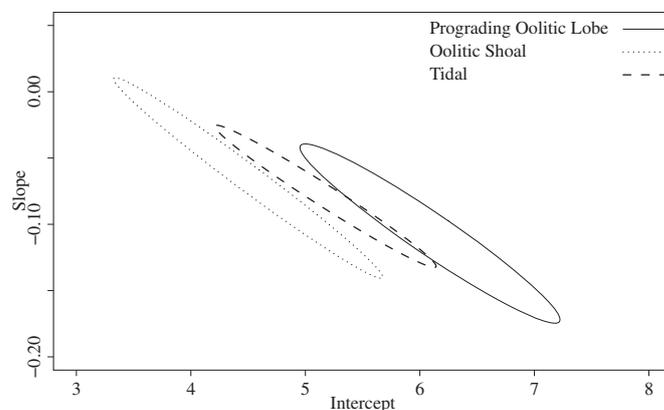
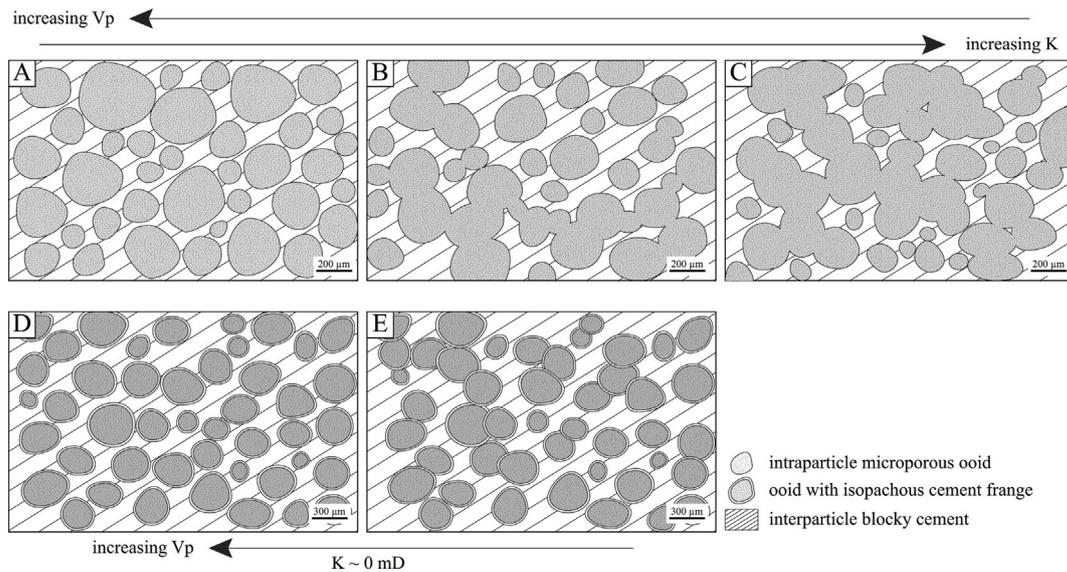


Figure 15. Joint confidence areas for slopes and intercepts of the linear regressions (95% confidence level) for each sub-facies considered separately.



**Figure 16.** Sketches representing five cases observed in the *Oolithe Blanche* Formation. Total porosity is considered constant throughout. (A) Grainstone with microporous ooids where initial porosity is filled with blocky calcite cementation, grain contact is null. (B) Compaction has induced grain contact and grain interpenetration. (C) Compaction is greater, leading to greater surfaces of grain contact and grain interpenetration. In terms of permeability, cases can be organised as  $C > B > A$ . Measured  $V_p$  would be greater in case A than case C. (D) The same situation as case A but isopachous cementation is present around the ooids. (E) Isopachous cementation is followed by compaction, leading to isopachous cementation trapped during grain interpenetration. While permeability will be the same for D and E (near 0 mD), acoustic velocities would be greater in D.

surface of grain contact and grain interpenetration increases, thus facilitating interparticle micropore connectivity, creating paths for fluid migration. Case C presents a sample with intense grain contact and grain interpenetration, where fluid-flow properties are therefore the most efficient. In cases A, B and C,  $V_p$  tends to decrease as the path taken by acoustic waves becomes more complex. Finally, cases D and E present an alternative situation where the surface of grain contact and grain interpenetration is extensive but the presence of isopachous cementation prevents the connectivity of the interparticle micropores, inducing a shielding effect. Permeability is very low to null, and  $V_p$  tends to be lower than in case C, because the presence of isopachous cementation adds even more complexity to the travel path of the acoustic waves.

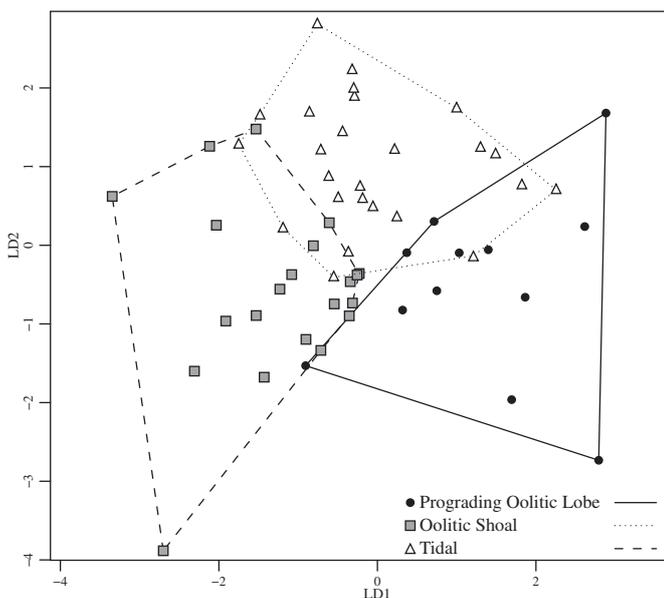
#### 5.4. Sub-facies discrimination model

Few authors have developed methods to predict depositional facies or petrophysical properties in carbonate reservoirs, especially for sub-surface data (e.g. Qi et al., 2007; Verwer et al., 2009). The development of such methods will have a considerable impact on carbonate reservoir exploitation (Burchette, 2012). In our study the amount of data collected and the complexity of the relationships between variables make it imperative to use a statistical method to assist in sorting samples by their properties.

Of the 58 samples in our dataset, the LDA correctly categorised 40 in their specific sub-facies. Figure 17 shows the projection of our samples on the two discriminant axes. While a certain degree of discrimination can be observed, some samples tend to plot at the limit between two groups. There are two possible hypotheses to explain these remaining 18 samples. The first hypothesis concerns intrinsic natural variability that can neither be accessed nor explained by this test. The second hypothesis is related to the sampling process. During sampling, a block could be taken from the transitional zone between two different sub-facies, with samples therefore exhibiting properties from each of them.

The model derived from our methodology confirms the strong link between sedimentological, diagenetic and petrophysical properties. Such a model can be predictive, i.e. a full set of new samples of unknown sub-facies type can be processed and categorised with this tool. Geothermal energy exploitation in the Paris Basin and particularly in the *Oolithe Blanche* Formation requires thorough 3D modelling of the lateral and horizontal heterogeneities in reservoir properties.

Our field model is the first step in a broader programme concerning the Paris Basin. This model may serve as a basis to predict sub-facies distribution in several cores, with implementation of the same diagenetic and petrophysical investigations. After testing our model on several cored wells, the same methodology may be deployed at basin scale, with well-logs as the initial data. It will therefore become possible to predict reservoir heterogeneities, thus enhancing 3D basin models used for geothermal well



**Figure 17.** LDA model computed from diagenetic and petrophysical measurements.

implementation. Not only will our model facilitate future studies, its methodology will also be transposable to similar complex carbonate reservoirs and even non-oolitic reservoirs.

## 6. Conclusion

The *Oolithe Blanche Formation* forms a complex, tight carbonate reservoir, showing heterogeneous petrophysical properties. This paper emphasises the impact of the depositional setting and the diagenetic overprint on these heterogeneities.

Fluid-flow properties in this reservoir are related to the connectivity of the intraparticle micropore network. Intraparticle micropores also connect mouldic macropores, if present. Early cementation (via isopachous cementation) induces a lack of connectivity in the interparticle micropore network and thus explains to some extent the very low permeability encountered. Early compaction, with the development of grain interpenetration, permits better connectivity in the pore network, leading to better reservoir properties.

Grain size and bioclast content have an impact on permeability. As ooid packing during compaction is disturbed by the presence of bioclasts, it leaves more initial interparticle porosity to be filled by later cementation. It also increases the surface contact between intraparticle microporous grains. For a long time, permeability was mainly linked to porosity and pore type. Our study demonstrates that in addition to pore type, microstructural parameters (e.g. grain size and grain composition) need to be assessed. The same statement applies to acoustic properties.

All these observations relate to the complexity of the pore network, or tortuosity. Pore network characterisation coupled with CT scan analysis together show that tortuosity is a key parameter to investigate, as it may explain heterogeneities in the permeability values measured.

The complexity of the reservoir studied and the amount of data collected have led us to develop a simple tool capable of determining groups of individuals sharing common properties, whether sedimentological, diagenetic or petrophysical. Through LDA, it has been confirmed that depositional setting, diagenesis and petrophysical properties are linked, explaining why different sedimentary sub-facies clearly have different reservoir properties. This innovative methodology opens new perspectives to study cored *Oolithe Blanche Formation* strata at basin scale.

Today and in the future, carbonate reservoirs will continue to be a major issue for hydrocarbon exploitation, storage and geothermal energy. However, the distribution of their sedimentary and petrophysical heterogeneities still requires further investigation. Here, we have developed a high-resolution methodology, based on sedimentology, diagenesis and petrophysics, in a carbonate reservoir presenting subtle differences, with orders of variability that are not classically considered in reservoir modelling. We have shown that the petrophysical heterogeneities observed relate to specific sedimentological or diagenetic parameters and that these heterogeneities can therefore be predicted. With the vast quantities of data accumulated worldwide, it now becomes necessary to undertake more detailed investigations of carbonate reservoirs at a smaller scale, using microstructure to better understand macrostructure. Extensive studies, such as those presented here, defining the relationships between parameters and heterogeneities, improve and deepen global knowledge of carbonate reservoirs.

## Acknowledgements

This work was partly funded by the CNRS INSU-CESUR project and was supported by the French Geological Survey (BRGM, Bureau

de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France). We would like to thank Jerry Lucia (University of Texas at Austin) and John Reijmer for their constructive comments on a previous version of the manuscript. Alex MacNeil, Veerle Vandeginste and an anonymous reviewer are also thanked for their constructive suggestions. We thank Carmela Chateau-Smith for proof-reading the English. This work could not have been carried out without the cooperation of Rocamat and more especially of Gilles Jouillero. We also wish to thank Youri Hamon, Marc de Rafelis, Alexandre Lethiers, Frédéric Delbès, Nathalie Labourdette, Jérôme Wasserman, Jean-Christian Colombier, and Lisa Texier for their support.

## References

- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., 1993. Controls on sonic velocity in carbonates. *Pure Appl Geophys* 141, 287–323.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME* 146, 54–62.
- Baechle, G.T., Colpaert, A., Eberli, G.P., Weger, R.J., 2008. Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *Lead. Edge* 27, 1012–1018.
- Baechle, G.T., Weger, R.J., Eberli, G.P., Massafiero, J.L., Sun, Y.-F., 2005. Changes of shear moduli in carbonate rocks: implications for Gassmann applicability. *Lead. Edge* 24, 507–510.
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 2010. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Mar. Pet. Geol.* 28, 861–879.
- Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sediment. Geol.* 222, 161–180.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J.F., Blanc, P., Trouiller, A., 2010. Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: effects of depositional environments and diagenetic processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *J. Sediment. Res.* 80, 791–807.
- Brosse, E., Badinier, G., Blanchard, F., Caspard, E., Collin, P.Y., Delmas, J., Dezayes, C., Dreux, R., Dufournet, A., Durst, P., Fillacier, S., Garcia, D., Grataloup, S., Hanot, F., Hasanov, V., Houel, P., Kervevan, C., Lansart, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., Mougin, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Sayssset, S., Thionin, I., Thoraval, A., Vidal-Gilbert, S., 2010. Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO<sub>2</sub> storage in the Paris basin (GeoCarbone-PICOREF). *Oil Gas Sci. Technol.* 65, 375–403.
- Burchette, T.P., 2012. Carbonate Rocks and Petroleum Reservoirs: a Geological Perspective from the Industry. In: Geological Society, London, Special Publications 370, pp. 17–37.
- Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badinier, G., Brosse, E., Rigollet, C., 2010a. Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the *Oolithe Blanche Formation* (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sediment. Geol.* 230, 123–138.
- Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., Rigollet, C., 2010b. An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the *Oolithe Blanche formation* in the Paris Basin. *Tectonophysics* 503, 18–33.
- Cole, D.I., 1976. Velocity/porosity relationships in limestones from the Portland group of Southern England. *Geoprospection* 14, 37–50.
- Cornillon, P.-A., Matzner-Løber, E., 2007. Régression. *Théorie et applications. Collection Statistique et Probabilités Appliquées*. Springer, France.
- Croizé, D., Ehrenberg, S.N., Bjørlykke, K., Renard, F., Jahren, J., 2010. Petrophysical properties of bioclastic platform carbonates: implications for porosity controls during burial. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1765–1774.
- Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau: ouvrage terminé par un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes au filtrage des eaux et à la fabrication des tuyaux de fonte, de plomb, de tôle et de bitume. Dalmont Ed.
- David, C., Menéndez, B., Mengus, J., 2011. X-ray imaging of water motion during capillary imbibition: geometry and kinetics of water front in intact and damaged porous rocks. *J. Geophys. Res.* 116, B03204.
- Davis, J.M., Roy, N.D., Mozley, P.S., Hall, J.S., 2006. The effect of carbonate cementation on permeability heterogeneity in fluvial aquifers: an outcrop analog study. *Sediment. Geol.* 184, 267–280.
- Delmas, J., Brosse, E., Houel, P., 2010. Petrophysical properties of the Middle Jurassic carbonates in the PICOREF Sector (South Champagne, Paris Basin, France). *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. Inst. Fr. Pétrole* 65, 405–434.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sediment. Res.* 36, 491–505.
- Dou, Q., Sun, Y., Sullivan, C., 2011. Rock-physics-based carbonate pore type characterization and reservoir permeability heterogeneity evaluation, Upper San Andres reservoir, Permian Basin, west Texas. *J. Appl. Geophys.* 74, 8–18.

- Dromart, G., Garcia, J.P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *Am. J. Sci.* 303, 667–707.
- Duguid, S.M.A., Kyser, T.K., James, N.P., Rankey, E.C., 2010. Microbes and ooids. *J. Sediment. Res.* 80, 236–251.
- Dvorkin, J., Mavko, G., Nur, A., 1991. The effect of cementation on the elastic properties of granular material. *Mech. Mat.* 12, 207–217.
- Dvorkin, J., Nur, A., Yin, H., 1994. Effective properties of cemented granular materials. *Mech. Mat.* 18, 351–366.
- Fabricius, I.L., Bächle, G.T., Eberli, G.P., 2010. Elastic moduli of dry and water-saturated carbonates—effect of depositional texture, porosity, and permeability. *Geophysics* 75, N65–N78.
- Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J.C., Pascal, A., Thierry, J., 1989. Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge bathonien terminal-callovien. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 13, 133–165.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Verlag.
- Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., Foubert, A., 2011. Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics* 76, E211–E226.
- Garcia, J.-P., Laurin, B., Sambet, G., 1996. Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris: une échelle biochronologique ponctuée de niveaux repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bull. Soc. géol. Fr.* 167, 435–451.
- Gaumet, F., Garcia, J.-P., Dromart, G., Sambet, G., 1996. Contrôle stratigraphique des faciès, géométries et profils de dépôt de la plate-forme carbonatée bourguignonne au Bathonien-Callovien. *Bull. Soc. géol. Fr.* 167, 409–421.
- Glover, P., 2009. What is the cementation exponent? A new interpretation. *Lead. Edge* 28, 82–85.
- Graton, L.C., Fraser, H.J., 1935. Systematic packing of spheres: with particular relation to porosity and permeability. *J. Geol.*, 785–909.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J., Gaumet, F., 1999. Évolution géodynamique du bassin de Paris: apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 36, 3–35.
- Harris, P.M., 1979. Facies Anatomy and Diagenesis of a Bahamian Ooid Shoal. Comparative Sedimentology Laboratory, Division of Marine Geology and Geophysics, University of Miami, Rosenstiel School of Marine & Atmospheric Science.
- Harris, P.M., Halley, R.B., Lukas, K.J., 1979. Endolith microborings and their preservation in Holocene–Pleistocene (Bahama-Florida) ooids. *Geology* 7, 216–220.
- Lachenbruch, P.A., Goldstein, M., 1979. Discriminant analysis. *Biometrics*, 69–85.
- Lindholm, R.C., Finkelman, R.B., 1972. Calcite staining; semiquantitative determination of ferrous iron. *J. Sediment. Res.* 42, 239–242.
- Lion, M., Skoczylas, F., Ledesert, B., 2004. Determination of the main hydraulic and poro-elastic properties of a limestone from Bourgogne, France. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 41, 915–925.
- Lønøy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bull.* 90, 1381–1405.
- Lucia, F.J., 2007. *Carbonate Reservoir Characterization: an Integrated Approach*, second ed. Springer.
- Mégny, C., 1979. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris: contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Éditions du B.R.G.M.
- Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M.R., Rollion-Bard, C., Farah, R., Vasconcelos, C., 2012. Going nano: a new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology* 40, 547–550.
- Palermo, D., Aigner, T., Nardon, S., Blendinger, W., 2010. Three-dimensional facies modeling of carbonate sand bodies: outcrop analog study in an epicontinental basin (Triassic, southwest Germany). *AAPG Bull.* 94, 475–512.
- Pomerol, C., 1978. Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. Mijnb.* 57, 533–543.
- Purser, B.H., 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Editions Technip.
- Qi, L., Carr, T.R., Goldstein, R.H., 2007. Geostatistical three-dimensional modeling of oolite shoals, St. Louis Limestone, southwest Kansas. *Aapg Bull.* 91, 69–96.
- Rankey, E.C., Reeder, S.L., 2010. Controls on platform-scale patterns of surface sediments, shallow Holocene platforms, Bahamas. *Sedimentology* 57, 1545–1565.
- Rankey, E.C., Reeder, S.L., 2011. Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *J. Sediment. Res.* 81, 97–117.
- Reeder, S.L., Rankey, E.C., 2008. Interactions between tidal flows and ooid shoals, northern Bahamas. *J. Sediment. Res.* 78, 175–186.
- Reeder, S.L., Rankey, E.C., 2009. Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Mar. Geol.* 267, 141–155.
- Reijmer, J.J.G., Swart, P.K., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S., Zechel, S., 2009. A Re-Evaluation of Facies on Great Bahama Bank I: New Facies Maps of Western Great Bahama Bank. In: *Perspectives in Carbonate Geology: a Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg*, 98, pp. 29–46 (Special Publication 41 of the IAS).
- Rezaee, M.-R., Motiei, H., Kazemzadeh, E., 2007. A new method to acquire m exponent and tortuosity factor for microscopically heterogeneous carbonates. *J. Pet. Sci. Eng.* 56, 241–251.
- Riepe, L., Sachs, W., Schopper, J., 1983. Pressure Effects on Permeability, Transactions, Eight European Formation Evaluation Symposium. London Soc. of Prof. Well Log Analysts, London, England, p. 15. March.
- Rong, H., Jiao, Y., Wu, L., Gu, Y., Zhang, L., Li, R., Zeng, F., 2012. Effects of diagenesis on the acoustic velocity of the Triassic oolitic shoals in the Yudongzi outcrop of Erlangmiao area, Northwest Sichuan Basin. *J. Earth Sci.* 23, 542–558.
- Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305, 19–22.
- Schlumberger, 2007. Schlumberger Market Analysis, 2007. Schlumberger, p. 14.
- Shapiro, S.S., Wilk, M.B., 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika* 52, 591–611.
- Shearman, D., Twyman, J., Zand Karimi, M., 1970. The genesis and diagenesis of oolites. *Geol. Assoc.* 81, 561–564.
- Team, R.C., 2012. R: a Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Tiab, D., Donaldson, E.C., 2012. *Petrophysics – Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*, third ed. Elsevier, p. 976.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., Dickson, J.A.D., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Wiley-Blackwell.
- Van Brakel, J., Modry, S., Svata, M., 1981. Mercury porosimetry: state of the art. *Powder Technol.* 29, 1–12.
- Van Geet, M., Lagrou, D., Swennen, R., 2003. Porosity Measurements of Sedimentary Rocks by Means of Microfocus X-ray Computed Tomography ( $\mu$ CT). In: *Geological Society, London, Special Publications* 215, pp. 51–60.
- Verwer, K., Braaksma, H., Kenter, J.A., 2008. Acoustic properties of carbonates: effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics* 73, B51–B65.
- Verwer, K., Eberli, G.P., Weger, R.J., 2011. Effect of pore structure on electrical resistivity in carbonates. *AAPG Bull.* 95, 175–190.
- Verwer, K., Porta, G.D., Merino-Tomé, O., Kenter, J.A.M., 2009. Controls and predictability of carbonate facies architecture in a Lower Jurassic three-dimensional barrier-shoal complex (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 56, 1801–1831.
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B., 2011. NMR relaxation of neritic carbonates: an integrated petrophysical and petrographical approach. *J. Appl. Geophys.* 74, 38–58.
- Washburn, E.W., 1921. Note on a method of determining the distribution of pore sizes in a porous material. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 7, 115–116.
- Weger, R.J., Eberli, G.P., Baechle, G.T., Massafiero, J.L., Sun, Y.-F., 2009. Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG Bull.* 93, 1297–1317.
- Westphal, H., Eberli, G.P., Smith, L.B., Grammer, G.M., Kislak, J., 2004. Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming. *AAPG Bull.* 88, 405–432.
- Wilson, M.E.J., Evans, M.J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkaihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. *Mar. Pet. Geol.* 19, 873–900.
- Wold, S., Esbensen, K., Geladi, P., 1987. Principal component analysis. *Chemom. Intell. Lab. Syst.* 2, 37–52.
- Worthington, P.F., 1993. The uses and abuses of the Archie equations, 1: the formation factor-porosity relationship. *J. Appl. Geophys.* 30, 215–228.
- Zinsner, B., Pellerin, F.M., 2007. *A Geoscientist's Guide to Petrophysics*. Editions Technip.