



**Journées Scientifiques du GFEJ
09 et 10 Avril 2015**

**Biodiversité, Stratigraphie et
Paléogéographie du Jurassique**
Un hommage à Jacques Thierry

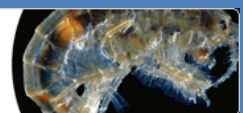
Pierre PELLENARD & Pascal NEIGE

Comité d'organisation:

Benjamin BRIGAUD
Pierre-Yves COLLIN
Jean-Louis DOMMERGUES
Christophe DURLET
Pascal NEIGE
Pierre PELLENARD



BIOGÉOSCIENCES
unité mixte de recherche CNRS / uB 6282





Journées Scientifiques du GFEJ

09 et 10 Avril 2015

Université de Bourgogne, UMR CNRS 6282 Biogéosciences

Biodiversité, Stratigraphie et Paléogéographie du Jurassique

Un hommage à Jacques Thierry

Pierre PELLENARD & Pascal NEIGE

Comité d'organisation:

Benjamin BRIGAUD

Pierre-Yves COLLIN

Jean-Louis DOMMERGUES

Christophe DURLET

Pascal NEIGE

Pierre PELLENARD

Ces journées scientifiques sont l'occasion d'échanger à la fois en salle et sur le terrain sur les thématiques de la biodiversité, de la paléoécologie, des méthodes et applications de la stratigraphie et de la paléogéographie pour les différentes périodes du Jurassique. A l'interface entre la paléontologie et la sédimentologie, ces thèmes, chers à Jacques Thierry, ancien professeur de l'Université de Bourgogne, nous permettront de lui rendre un dernier hommage en compagnie de ses anciens élèves, collègues et amis et de faire un point sur les avancées récentes de notre communauté.

La journée du 09 Avril est consacrée à la visite de coupes "historiques" en Bourgogne sur le Jurassique inférieur et moyen (Semur-en-Auxois, Pouillenay, Massangis). La journée du 10 Avril est consacrée aux présentations orales sur les thématiques affichées et à l'assemblée générale du GFEJ.

Participants:

Simon ANDRIEU (Univ. Orsay), Cédric BAILLY (Univ. Bourgogne), Philippe BLANC (Lithologie Bourgogne), Cédric BOUGEAULT (Univ. Bourgogne), Alexandra BOUILLOT (Musée Semur-en-Auxois), Raphaël BOURILLOT (ENGESID Univ. Bordeaux), Benjamin BRIGAUD (Univ. Orsay), Medhi CARMEILLE (ENGESID Univ. Bordeaux 3), Carmela CHATEAU (Univ. Bourgogne), Pierre-Yves COLLIN (Univ. Bourgogne), Jean-François DECONINCK (Univ. Bourgogne), Vincent DELIANCOURT (Univ. Orsay), Guillaume DERA (Univ. Toulouse), Jean-Louis DOMMERGUES (Univ. Bourgogne), Christophe DURLET (Univ. Bourgogne), Raymond ENAY (Univ. Lyon), Dominique FORTWENGLER (La Bégude de Mazenc), Bruno GALBRUN (Univ. Paris 6), Emilia HURET (ANDRA), Philippe LANDREIN (ANDRA), Bernard LATHUILLIERE (Univ. Nancy), Mathieu LE COULS (Univ. Rennes), Apolline LEFORT (Paléontologie A16 Porrentruy), Yasin MAKHLOUFI (Univ. Bourgogne), Xavier MANGENOT (IPGP-IFP), Jean-Claude MENOT (Dijon), Chloé MORALES (Univ. Utrecht), Justine NEGREL (Univ. Orsay), Pascal NEIGE (Univ. Bourgogne), Noel NGUESSAN (Univ. Orsay), Pierre PELLENARD (Univ. Bourgogne), Soumia SARIH (Dijon), Thomas SAUCEDE (Univ. Bourgogne), Shla BOULILA (Univ. Paris 6), Baptiste SUCHERAS-MARX (CEREGE Univ. Aix-Marseille), Benoit VINCENT (Cambridge Carbonates Ltd), Robert WEIS (MNHN Luxembourg), El Hadj YUCEF BRAHIM (Univ. Batna), Axelle ZACAI (Univ. Bourgogne).

Programme des journées scientifiques du GFEJ - 09 & 10 Avril 2015

Jeudi 09 avril: Journée terrain

Départ à 8h00 (devant le restaurant universitaire Montmuzard).

9h30 : Visite de la carrière de Massangis: l'Oolithe Blanche du Bathonien (**P.Y Collin**).

12h00 : Visite du musée de Semur-en-Auxois (**A. Bouillot**).

13h00 : Pique-nique devant le musée.

14h00 : Visite de la coupe stratotypique du Sinémurien à Semur-en-Auxois (**J.L.**

Dommergues).

15h30 : Visite de la carrière de Pouillenay: la série aaléno-bathonienne de la plate-forme bourguignonne (**C. Durlet**).

17h00 : Apéritif à la carrière de Pouillenay.

19h00 : retour sur Dijon.

Vendredi 10 avril: Communications scientifiques et assemblée générale

Les communications orales auront lieu dans l'Amphithéâtre Guyton de Morveau au 3^{ème} étage aile sud du Bâtiment Gabriel (UFR SVTE, Laboratoire Biogéosciences). Les pauses café et repas se tiendront salle du conseil du laboratoire Biogéosciences, 3^{ème} étage aile sud du Bâtiment Gabriel.

Communications scientifiques 9h00-17h00

8h30-9h00 : accueil (salle du conseil du laboratoire)

9h00-9h20 : **Neige P., et al.** - La radiation des bélemnites (Cephalopoda) au Jurassique inférieur : analyse du registre fossile.

9h20-9h40 : **Saucède T., et al.** - Caractérisation de la radiation évolutive des échinides irréguliers au Jurassique.

9h40-10h00 : **Lathuillère B.** - Révision des coraux jurassiques, état de l'art.

10h00-10h20 : **Le Couls M. et al.** - La paléoflore bathonienne (Jurassique Moyen) des silex à plantes d'Arc-en-Barrois (Haute-Marne, Nord-est de la France).

10h20-10h40 : Pause café (salle du Conseil du laboratoire)

10h40-11h00 : **Suchéras-Marx B. et al.** - Les excursions des isotopes du carbone du Bajocien inférieur (Jurassique moyen).

11h00-11h20 : **Dera G., & Martinez M.** - Longues fluctuations du climat, de l'eustatisme et des flux de carbone au Mésozoïque : une origine orbitale cachée?

11h20-11h40 : **Mangenot X. et al.** - Les clumped isotopes des carbonates ($\Delta 47$), un nouvel outil géochimique pour étudier la diagenèse des carbonates – Résultats préliminaires sur le Dogger du dépôt-centre du bassin Parisien.

11h40-12h00 : **Pellenard P. et al.** - Synthèse concernant le GSSP Oxfordien: perspectives dans le bassin du Sud-Est français.

12h00-12h15 : **Quelques mots en hommage à notre collègue Jacques Thierry**

12h15-14h00 : buffet (salle du Conseil du laboratoire)

14h00-14h20 : **Enay R.** - A propos du GSSP de la limite Callovien-Oxfordien, un aspect négligé ou passé inaperçu : l'Horizon à Woodhamense, sa place et sa signification comme horizon de référence pour la base de l'Oxfordien.

14h20-14h40 : **Huret E. et al.** - Détermination des ammonites et calibrage bio-chronostratigraphique des argilites du Callovien-Oxfordien dans les forages carottés Andra. Secteur de Meuse - Haute-Marne Est du bassin de Paris.

14h40-15h00 : **Boulila S. et al.** - A high-resolution multi-proxy approach from the Terres Noires Formation (SE France) constrains the Oxfordian (Late Jurassic) sea-level interpretation.

15h00-15h20 : **Lefort A. et al.** - Révision stratigraphique du Kimméridgien d'Ajoie (Jura suisse).

15h20-15h40 : **Vincent V. et al.** - Les grandes progradations du sommet de la Formation de l'Oolite Blanche à Massangis et Ravières : quelle interprétation paléo-environnementale?

15h40-16h00 : **Andrieu S. et al.** - Facteurs contrôlant l'hétérogénéité des faciès et de l'architecture des carbonates du Jurassique moyen et supérieur de l'Ouest du Bassin de Paris et des Charentes.

16h00-16h20 : **Carmeille M. et al.** - Faciès, architecture et diagenèse des carbonates du Jurassique moyen-supérieur en Asie Centrale (Ouzbékistan, Tadjikistan, Turkménistan).

16h20-16h40 : **Youssef Brahim E.H. et al.** - Evolution d'une plate-forme carbonatée : Le Jurassique du domaine sud Sétifien et des régions limitrophes (NE Algérien).

16h40-17h00 : Pause café (salle du Conseil du laboratoire)

17h00-17h45 : Assemblée générale du GFEJ



12: Aile sud Bâtiment Gabriel (UFR SVTE)

P: parking restaurant universitaire Montmuzard

Jacques Thierry (Professeur émérite Université de Bourgogne) 1941-2014

C'est avec une immense tristesse que nous avons appris fin 2014 le décès à l'âge de 73 ans de notre collègue Jacques Thierry, Professeur retraité de l'Université de Bourgogne. Jacques, à la retraite depuis plusieurs années était particulièrement actif dans notre communauté et constituait l'un des piliers de la stratigraphie et de la paléogéographie du Jurassique aussi bien nationalement qu'internationalement.

Sa disparition subite nous affecte profondément et nous pensons avant tout à sa famille et ses amis proches. Nous savons tous combien Jacques au-delà du collègue compétent et enthousiaste qu'il était, savait se montrer profondément humaniste et attachant. Nous regrettons tristement sa disparition qui désolera bien au-delà de nos frontières ses nombreux collègues et amis étrangers avec qui il a su travailler et sympathiser tout au long de sa vie scientifique.

Ses connaissances incontournables de la géologie du bassin de Paris l'ont plongé ces derniers mois dans la conception collaborative de la dernière coupe du bassin de Paris et de la rédaction d'une partie de l'ouvrage « Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie » ou encore dans l'écriture toute récente d'un nouvel ouvrage sur la géologie de la Bourgogne.

Jacques est né à Dijon en 1941. Après des études secondaires au Lycée Carnot à Dijon, où il obtient son baccalauréat en 1960, il entreprend des études supérieures à la Faculté des Sciences de Dijon et décroche une Licence ès Sciences Naturelles option Sciences Terre en 1964, puis passe un diplôme d'études supérieures Géologie-Stratigraphie en 1965 intitulé "Etudes stratigraphiques sur le Jurassique du Châtillonnais, 180p.". Nommé assistant au Laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Dijon en 1965, puis maître-assistant en 1971, il passe en 1978 une thèse d'état sur "Le genre Macrocephalites

au Callovien inférieur (Ammonites, Jurassique moyen) - Systématique et Evolution, Biostratigraphie, Biogéographie: Europe et domaine indo-malgache, 490p". Il sera nommé Maître de Conférences en 1985 puis passera son Habilitation à diriger des recherches en 1986 avant de devenir Professeur des Universités en 1996. Après son départ en retraite en 2005 il poursuivra son activité comme Professeur émérite jusqu'en 2009. Depuis il n'a cessé de correspondre et de participer à divers projets et rédactions d'ouvrage et rapports scientifiques et industriels notamment avec l'Andra.

L'essentiel de ses préoccupations a été la paléontologie mais comme il le soulignait une paléontologie restée profondément attachée à la géologie sédimentaire. Son investissement scientifique s'est fait connaître nationalement et internationalement notamment par la coordination biostratigraphique du Jurassique ouest-européen et méditerranéen, la coordination des programmes Téthys et Péri-Téthys avec les ateliers cartes paléogéographiques, la coordination des chartes eustatiques du Mésozoïque et du Cénozoïque, la participation à la Geologic Time Scale 1994, ou encore la participation à un ouvrage sur la terminologie stratigraphique édité récemment en anglais, sans oublier son encadrement de nombreuses thèses et DEA, DSER et autres mémoires tout au long de sa carrière. Il fut également membre du Comité éditorial de la revue « Annales de Paléontologie ». En parallèle de ses activités de recherche, Jacques sera l'une des chevilles ouvrières du programme Trans-Tyfpipal (programme de gestion et de mise en valeur du patrimoine paléontologique), donnant à l'université de Bourgogne une importante reconnaissance nationale, qui ouvrira la voie à notre obtention récente de la gestion d'une partie du programme national de mise en valeur du patrimoine des collections

d'histoire naturelle (programme d'investissement d'avenir E-ReColNat). Ses activités l'ont conduit à collaborer avec de nombreux collègues français, mais aussi de Roumanie, de Bulgarie, d'Espagne, du Portugal...et fait figurer son nom sur plus de 135 publications scientifiques et 11 cartes et notices géologiques.

Jacques a été un modèle de pédagogie et a marqué des générations d'étudiants avec ses cours d'introduction en géologie, paléontologie et géologie historique et des enseignements plus spécialisés de paléontologie et méthodes stratigraphiques. Il s'est d'ailleurs beaucoup impliqué dans les responsabilités de filières universitaires notamment des deux premières années. Soulignons enfin son investissement associatif qui l'a mené aux plus hautes responsabilités comme le montre les principales mentionnées ci-dessous:

Vice-président de l'Association Paléontologique Française 1979-1980;
Président de l'Association Paléontologique Française 1981-1986;
Vice-président du Comité Français de Stratigraphie 1990-1999;
Président du Comité Français de Stratigraphie 1999-2002;
Président de l'Association des Géologues du Bassin de Paris en 2008;
Membre de l'Académie des Sciences Arts et Belles Lettres de Dijon depuis 1971, et président de la Commission des Sciences de l'Académie de Dijon depuis 1981;
Membre de nombreux autres comités, sociétés et associations scientifiques nationales et internationales, en autre le GFEJ qui lui rend hommage aujourd'hui.

A notre collègue et amis Jacques.



Facteurs contrôlant l'hétérogénéité des faciès et de l'architecture des carbonates du Jurassique moyen et supérieur de l'Ouest du Bassin de Paris et des Charentes

Simon ANDRIEU¹, Benjamin BRIGAUD¹, Jocelyn BARBARAND¹, Eric LASSEUR²,
Thomas SAUCÈDE³, Christophe DURLET³, Guillaume DERA⁴

¹Université Paris-Sud, UMR CNRS 8148 GEOPS, Bâtiment 504, 91405 ORSAY Cedex, France ;
e-mail : simon.andrieu@u-psud.fr

²Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 3 av. Claude Guillemin, 45100 Orléans, France

³Université de Bourgogne, UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France

⁴Université Paul Sabatier, Toulouse 3, UMR 5563 Observatoire Midi Pyrénées, GET, 14 avenue
Edouard Belin, Toulouse, France

Le Jurassique est connu comme étant une période très favorable pour le développement de plateformes carbonatées dans les bassins ouest-téthysiens. De nombreuses études ont été menées dans des bassins majoritairement intracratoniques en France, Espagne, Angleterre, Allemagne, Pologne, Suisse et divers pays d'Afrique du Nord, et ont permis de disposer d'un cadre biostratigraphique bien contraint essentiellement basé sur les faunes d'ammonites. Néanmoins, la part relative des différents facteurs de contrôle (eustatisme, tectonique, chimie de l'océan ou climat) sur le développement de ces systèmes carbonatés demeure mal comprise.

Au Jurassique moyen et supérieur, une grande plateforme carbonatée se développe dans l'Ouest de la France, de la Normandie aux Charentes, en passant par la Sarthe et le

Poitou. Des affleurements de qualité, le long des côtes normandes ou des Charentes et dans de très nombreuses carrières, offrent l'opportunité d'étudier ces formations carbonatées de l'Ouest du Bassin de Paris sur un transect Nord-Sud d'environ 450 kilomètres.

Quatre zones d'affleurements ont été définies (Calvados, Orne/Sarthe, Poitou et Charentes) et pour chacune d'elles entre une et trois coupes synthétiques ont été dressées grâce à un travail de terrain couplé à une étude pétrographique des microfacies sur environ 300 lames minces.

Bathonien du Poitou et des Charentes

Dans le Poitou, le Bathonien peut se décomposer en cinq séquences de troisième ordre, montrant une bonne corrélation avec les séquences eustatiques enregistrées à l'échelle des bassins européens (Hardenbol, 1998). Des environnements proximaux de

cordons et de lagon se développent à l'Est où la production carbonatée est très importante (puissance moyenne de 120 mètres pour le Bathonien). À l'Ouest, les environnements sont plus distaux et l'épaisseur beaucoup plus réduite puisqu'elle n'excède pas les 15 mètres.

Dans le Sud des Charentes, une géométrie particulière de la plateforme bathonienne est observable dans la carrière de Combe Brune qui expose un front de taille montrant des cliniformes oobioclastiques de 30 mètres de dénivellation pentés à 20° vers le Nord-Ouest. La plateforme proximale s'approfondit ici très rapidement et le *shoal* possède une largeur réduite (1-5 km) puisqu'il est rapidement remplacé par des environnements de lagon plus à l'Est. Cette géométrie bien particulière permet d'observer clairement sur le terrain une bordure de plateforme carbonatée.

Jurassique moyen et supérieur de la Normandie à la Sarthe

Entre Le Havre et Le Mans, un transect de corrélation de 170 kilomètres a permis l'identification de 17 séquences de troisième ordre depuis l'Aalénien jusqu'à l'Oxfordien supérieur. Les abondantes faunes d'ammonites et de brachiopodes permettent d'établir un cadre biostratigraphique précis (Riout et al., 1991 ; Gaumet, 1997).

Entre l'Aalénien et le Bathonien supérieur, le socle est progressivement ennoyé, avec un dispositif globalement progradant de l'Aalénien au Bathonien moyen, puis aggradant du Bathonien moyen à la fin du Bathonien supérieur. Un vaste *shoal* bioclastique occupe alors la quasi-intégralité de la plateforme. Au Sud, des environnements de lagon peuvent être observés dans les Calcaires Valframbert.

Du Callovien à l'Oxfordien inférieur, une crise de la production carbonatée se produit sur la quasi-totalité de l'Ouest du Bassin de Paris. La zone d'étude est alors occupée par une rampe argileuse pouvant devenir plus sableuse au Sud.

La production carbonatée reprend à la fin de l'Oxfordien inférieur et durant l'Oxfordien moyen. Pendant la première partie de l'Oxfordien moyen, un cordon oolithique s'étend depuis Le Mans jusqu'à Caen, auquel succède ensuite un vaste lagon où se développent oncoïdes, nérinées et patchs coralliens. Ce lagon est protégé au Nord par une barrière corallienne ou oolithique.

Les surfaces d'inondation maximale correspondent précisément, en âge, aux séquences eustatiques de la charte d'Hardenbol (1998). L'absence de séquences bien exprimées dans l'Aalénien et le Bajocien est constatée et mise en relation avec (i) la présence de niveaux très condensés au Nord (Oolithe ferrugineuse

aalénienne, Oolithe de Bayeux) qui se seraient déposés à des profondeurs avoisinant 100 mètres (Préat et al., 2000), et (ii) l'existence de lacunes majeures au Sud, où la plateforme est alors proche de l'émersion.

Facteurs contrôlant la production carbonatée

L'héritage lithologique et structural du socle influence probablement la différence d'architecture entre les plateformes bathonienne et oxfordienne de Normandie et des départements de l'Orne et de la Sarthe. De l'Aalénien au Bathonien, cet héritage favorise entre Argentan et Le Mans la création d'environnements isolés, donnant naissance localement à des lagons ou à des zones de *backshore* où se déposent des lignites. Il contribue également à la création d'une architecture plus complexe et à une hétérogénéité de faciès et d'épaisseur importante entre le Nord et le Sud du transect. Le Bathonien, par exemple, très développé au Nord avec quatre-vingt mètres de puissance, se limite dans la région du Mans à un niveau ferrugineux d'une trentaine de centimètres, ce qui peut probablement être expliqué en partie par un isolement vis-à-vis des apports sédimentaires. Au contraire, durant l'Oxfordien, l'influence de cet héritage du socle est nettement diminuée. Des environnements beaucoup plus homogènes se développent sur de grandes étendues.

La subsidence a une influence importante sur l'épaisseur des dépôts bathoniens du Poitou et sur l'architecture de la plateforme, qui est bordée par de grands accidents hercyniens. À l'Est, où les environnements sont proximaux et les conditions favorables à la production carbonatée, elle favorise un taux de sédimentation très important. À l'Ouest, où les environnements sont plus profonds, la subsidence contribue à l'isolement vis-à-vis des apports sédimentaires et entraîne une diminution du taux de sédimentation.

Au Bathonien, entre Le Havre et Le Mans, les associations de faciès sont majoritairement de type *heterozoan*, riches en échinodermes, bryozoaires, bivalves et brachiopodes. Elles s'opposent aux associations de faciès *photozoan* de l'Oxfordien, majoritairement oolithiques et coralliennes. Ce changement majeur de la production carbonatée pourrait correspondre à une variation de la température de l'eau de mer, déduite des isotopes de l'oxygène à l'échelle ouest-européenne (Dera et al., 2011). L'Oxfordien moyen est en effet reconnu comme une période plus chaude de 2.5°C par rapport au Bathonien. Le réchauffement à l'Oxfordien a vraisemblablement favorisé le développement d'une plateforme où le lagon était protégé par des récifs coralliens ou par une barrière oolithique. Toutefois, plus au Sud, dans le Poitou et les Charentes,

les faciès *heterozoan* du Bathonien sont remplacés par des faciès oolithiques et donc davantage *photozoan*. Cette variation de faciès reflète potentiellement une variation de température de l'eau, qui pourrait s'expliquer (i) par une différence de latitude (environ 3°) et (ii) par l'existence de courants froids en Normandie durant le Bathonien moyen et supérieur. En effet, Lécuyer et al. proposent en 2003 la présence d'un tel courant en se basant sur 25 mesures de $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur des dents de poissons en différents points du Bassin de Paris.

Une corrélation intéressante existe également entre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de mer durant le Jurassique (enregistrée par des bivalves et des bélemnites) et la production carbonatée sur la plateforme ouest du Bassin de Paris. Ainsi, les deux crises majeures de la production carbonatée observables à l'Aalénien et au Callovien/Oxfordien inférieur sont synchrones d'un $\delta^{13}\text{C}$ élevé (supérieur à la tendance « *long term* ») compatible avec des conditions plutôt eutrophiques (eaux riches en nutriments), moins favorables à la production carbonatée néritique. Au contraire, les deux principales périodes de production carbonatée (1) du Bajocien/Bathonien et (2) de l'Oxfordien moyen à supérieur sont marquées par des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de mer

globalement plus faibles, suggérant des conditions plus oligotrophiques.

Durant le Jurassique moyen et l'Oxfordien, la plateforme normande montre donc des variations importantes en termes d'architecture et de producteurs carbonatés, qui enregistrent à haute fréquence les fluctuations eustatiques et/ou climatiques. A plus basse fréquence, cette plateforme est influencée par la subsidence, par des modifications de températures et du niveau trophique de l'eau de mer.

- Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Pucéat E., Deconinck J-F., Pellenard P., Joachimski M., and Durllet C., 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology* 39(3), 215–218.
- Gaumet F., 1997. Fondements géologique pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. Thèse de Doctorat. Lyon, Université Claude Bernard, 245pp.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P.- C. and Vail, P. R., 1998. Jurassic sequence chronostratigraphy. in De Graciansky P.- C., Hardenbol J., Jacquin T., and Vail P. R. eds. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60.
- Lécuyer C., Picar S., Garcia J.-P., Sheppard M. F. S., Grandjean P., Dromart G., 2003. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography* 18(3), 1076.
- Préat, B. Mameta, C. De Ridder, F. Boulvain, D. Gillan, 2000. Iron bacterial and fungal mats, Bajocian stratotype (Mid-Jurassic, northern Normandy, France). *Sedimentary Geology* 137, 107-126
- Rioult, M., Dugué O., Jan Du Chêne R., Ponsot C., Fily G., Moron J.M., Vail P.R., 1991. Outcrop Sequence Stratigraphy of the Anglo-Paris Basin. Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset), *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. ELF Aquitaine*, N°15, 1-194.

A high-resolution multi-proxy approach from the Terres Noires Formation (SE France) constrains the Oxfordian (Late Jurassic) sea-level interpretation

Slah BOULILA ^{a,b,*}, Bruno GALBRUN ^a, Silvia GARDIN ^c, François BAUDIN ^a, and Marc DE RAFELIS ^a

^a Université Paris VI, CNRS - UMR 7193 ISTEP - "Institut des Sciences de la Terre-Paris", case 117, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France

^b ASD, IMCCE-CNRS UMR8028, Observatoire de Paris, UPMC, 77 avenue Denfert-Rochereau, 75014 Paris, France

^c CNRS - UMR 7207 CR2P - "Centre de recherche sur la paléobiodiversité et les paléoenvironnements", Université Paris VI, case 104, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex, France

* Corresponding author. Tel.: +33 144274163; Fax: +33 144273831

Email addresses: slah.boulila@upmc.fr (S. Boulila), bruno.galbrun@upmc.fr (B. Galbrun), silvia.gardin@upmc.fr (S. Gardin), françois.baudin@upmc.fr (F. Baudin), marc.de_rafelis@upmc.fr (M. de Rafélis).

Sea-level (or sequence stratigraphic) interpretation of the Late Jurassic Oxfordian interval has long been the subject to debate. In particular, two opposite hypotheses were suggested to interpret depositional conditions, as highstands versus lowstands during either the earliest or the Middle Oxfordian Stage.

The response of a basin to variations in detrital input and carbonate production is a mean to assess how climate and sea level had changed. In order to assess this linkage, we investigate high-resolution (~2 kyr) geochemical and geophysical proxies (%CaCO₃, δ¹³C, δ¹⁸O, L*, MS, TOC) coupled with calcareous nannofossil analysis in the

marls of the Oxfordian Terres Noires Formation (TNF) (Vocontian Basin, SE France).

All analyzed proxies document with high fidelity climatic precession cycles, expressed as fluctuations in the two antagonistic processes of clay flux to the basin and *in situ* carbonate production from coccoliths. We suggest that precession induced insolation was the primary driver of oscillations in marine surface productivity and detrital input via climate and sea-level changes. In addition, our data indicate that carbonate deposit was enhanced during warmer climates and higher sea levels, while clay deposit was favored during cooler climates and lower sea levels.

This depositional model extends that previously suggested for the Kimmeridgian sequences in southeastern France and, in particular, resolve controversy in sea-level interpretation of the Oxfordian sequences. Given the hierarchical link within the Oxfordian TN sequences, controlled by the precession and eccentricity-modulator terms, we suggest that the clay-rich intervals of the earliest Oxfordian and the carbonate-rich intervals of the Middle Oxfordian are the responses, at larger scale, of the basin to lower and higher sea levels respectively.

Longues fluctuations du climat, de l'eustatisme et des flux de carbone au Mésozoïque : une origine orbitale cachée?

Guillaume DERA¹ et Mathieu MARTINEZ²

¹ GET, UMR 5563, CNRS, Université Paul Sabatier, IRD, 31400 Toulouse, France

² MARUM - Center for Marine Environmental Sciences, Université de Brême, 28359 Bremen, Allemagne

L'excentricité, l'obliquité, et la précession des équinoxes sont trois paramètres de l'orbite terrestre qui contrôlent les variations d'insolation (ou cycles de Milankovitch) sur des périodes allant de la dizaine à plusieurs centaines de milliers d'années. Leurs implications paléoclimatiques ont largement été étudiées pour le Quaternaire, en démontrant notamment de fortes relations avec la rythmicité des phases glaciaires vs. interglaciaires. L'intégration des solutions astronomiques sur le long terme montre toutefois que des cycles astronomiques s'étalant sur plusieurs millions d'années existent aussi, et correspondent à des modulations d'amplitudes des cycles courts. Cependant, l'impact paléoenvironnemental de ces grands cycles reste très débattu, et ce plus particulièrement pour le Mésozoïque car le caractère chaotique des interactions gravitationnelles dans le Système Solaire obscurcit le calcul des paramètres de Milankovitch avant 50 Ma.

Dans ce travail, nous tentons de détecter l'empreinte des grands cycles orbitaux sur l'intervalle Sinémurien-Aptien, en analysant une nouvelle base de données isotopiques (i.e., ~3500 points de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur bélemnites) qui reflète les fluctuations du cycle du carbone et de la température de l'eau de mer téthysienne sur 73,6 millions d'années. Validés par de nombreux tests statistiques considérant l'erreur temporelle associée aux données et à l'échelle des temps utilisée (GTS2012), nos résultats montrent une seule cyclicité significative de ~9 Ma imprimée en continu dans le cycle du carbone depuis le Toarcien jusqu'à l'Aptien. En accord avec les solutions astronomiques les plus récentes, cette cyclicité, également observée au Cénozoïque et au Trias, correspondrait à une modulation d'amplitude du cycle d'excentricité de 2,4 Ma (lui même régit par une interaction gravitationnelle entre la Terre et Mars). En corrélant ce paramètre aux événements paléoenvironnementaux

associés, il semble que ce forçage orbital de ~9 Ma ait fortement impacté les variations des flux de carbone sur Terre en modulant la dynamique saisonnière du cycle hydrologique, les fluctuations du niveau marin, et les niveaux de productivité marine associés. Par ailleurs, ce forçage semble avoir été particulièrement amplifié au cours du Mésozoïque en raison des conditions « greenhouse » accentuant : 1) l'amplitude des événements de méga-mousson exportant du ^{12}C terrestre lors des phases de forte excentricité, 2) des effets de séquestration cumulative de ^{12}C dans des réservoirs stables de zones boréales humides pendant les phases de faible excentricité. Finalement, nous montrons que le cycle de ~9 Ma a été très perturbé entre l'Hettangien et le Pliensbachien, mais l'origine orbitale ou volcanique de cette perturbation reste débattue.

A propos du GSSP de la limite Callovien-Oxfordien, un aspect négligé ou passé inaperçu : l'Horizon à *woodhamense*, sa place et sa signification comme horizon de référence pour la base de l'Oxfordien

Raymond ENAY¹

¹ Université Claude Bernard-Lyon 1, Département des Sciences de la Terre, Campus universitaire de la Doua, Bâtiment Geode, 2 rue Raphaël Dubois, Villeurbanne 69622 cedex. E-mail : raymond.enay@univ-lyon1.fr

Dans le cadre de la définition d'un GSSP (Global Stratigraphic Section and Point) pour la limite Callovien-Oxfordien, trois sites potentiels sont actuellement en concurrence: en Grande-Bretagne, le site de Redcliff Point près de Weymouth (Dorset), dans le SE de la France, la région de Serres (Hte Alpes) avec les sites de Thuoux, Saint-Pierre-d'Argençon, Lazer et Savournon, en Russie d'Europe le site de Dubki, près de Saratov. Les successions et leur corrélation ont mis en évidence quelques divergences dans leurs contenus ou leurs correspondances, qui n'ont pas toutes reçus les réponses souhaitables, en particulier entre les successions du Dorset et du SE de la France, qui seront donc surtout considérées ici.

1- Les Horizons à *thuouxensis* (SE France) et à *redcliffense* (Dorset)

Ils font l'objet d'interprétations différentes, mais en partie convergentes.

– L'horizon à *thuouxensis* (Fortwengler, Marchand & Bonnot, 1997), nouvel index de l'horizon à *elisabethae* (Fortwengler & Marchand, 1994), horizon basal de l'Oxfordien dans le SE de la France, est considéré comme d'âge plus ancien par Page (2004), Melendez *et al.* (2006) et Page *et al.* (2009a, b). Il est placé au sommet du Callovien (Zone à Lamberti, sous-zone à Lamberti, horizon à *paucicostatum*).

- Kiselev *et al.* (2013) proposent un schéma comparable, sauf que l'espèce-index du bio-horizon à *redcliffense*, celui-ci proposé comme horizon basal de l'Oxfordien dans le Dorset (Page *et al.*, 2003 ; 2009a, b), est identifiée à *C. paucicostatum*. L'ensemble « Horizon à *thuouxensis* – bio-horizon à *paucicostatum* γ + bio-horizon à *redcliffense* » est donc daté de l'extrême sommet du Callovien (Sous-zone à Lamberti, horizon à *paucicostatum*).

ZONATION (Submediterranean/Subboreal /Arctic)		SUBBOREAL PROVINCE BIOHORIZONS (UK)	SUBMEDITERRANEAN PROVINCE (EAST) HORIZONS
OXFORDIAN	Mariae Chronozone, Scarburgense Subchronozone	Ox4: <i>aff. scarburgense</i>	Woodhamense (sensu Fortwengler and Marchand)
		Ox3: <i>scarburgense</i>	Scarburgense
		Ox2: <i>woodhamense</i>	
		Ox1: <i>redcliffense</i>	
		CALLOVIAN	Lamberti Chronozone, Lamberti Subchronozone
LL3c: <i>paucicostatum γ</i>	Paucicostatum		
LL3b: <i>paucicostatum β</i>			
LL3a: <i>paucicostatum α</i>			
LL2b: <i>Quenstedtoceras</i> sp. 1	Lamberti		
LL2a: <i>lamberti</i>	Praelamberti		
LL1: <i>praelamberti</i>			

Page, 2004 ; Page *et al.*, 2009a, b) Corrélation de la séquence de biohorizons reconnus en Grande-Bretagne dans le GSSP potentiel de Redcliff Point avec la séquence des horizons et des faunes subméditerranéens reconnus par Fortwengler et Marchand (1997 à Savournon et Thuoux, SE de la France pour le Callovien terminal et l'Oxfordien, basal.

Western Europe				European Russia		
Substage	Zone	Subzone	Biohorizon		Subzone	Biohorizon
			England	France		
LOWER OXFORDIAN	CORDATUM	Cordatum	<i>cordatum</i>		Cordatum	<i>cordatum</i>
		Costicardia	<i>costicardia</i>		Costicardia	<i>costicardia</i>
		Bukowskii	<i>bukowskii</i>		Bukowskii	<i>baccatum</i> <i>bukowskii</i>
	MARIAE	Praecordatum		<i>praecordatum</i>	Praecordatum	<i>praecordatum</i>
				<i>alphacordatum</i>		<i>alphacordatum</i>
		Scarburgense	<i>aff. scarburgense</i>	<i>woodhamense</i>	Scarburgense	<i>scarburgense</i>
			<i>scarburgense</i>	<i>scarburgense</i>		
		<i>woodhamense</i>				
		<i>redcliffense</i>				
	ALLOVIAN	LAMBERTI	Lamberti	<i>pauci. γ, Peltomorphites</i>	<i>thuouensis</i>	Lamberti
<i>paucicostatum γ</i>				<i>paucicostatum</i>		
<i>paucicostatum β</i>						
<i>paucicostatum α</i>						
<i>Quenstedtoceras</i> sp. 1				<i>lamberti</i>		
<i>lamberti</i>						
			<i>praelamberti</i>			
Henrici			<i>henrici</i>	Henrici	<i>henrici</i>	
			<i>messiaeni</i>			

Kiselev *et al.* (2013) - Subdivisions biostratigraphiques de la partie terminale du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur de la Russie d'Europe et leurs corrélations avec les subdivisions biostratigraphiques d'Angleterre (Callomon, 1964 ; Page, 2004 ; Page *et al.*, 2009a, b) et le SE de la France (Fortwengler & Marchand, 2004, Fortwengler *et al.*, 1997 ; Thierry *et al.*, 1997 ; Cariou *et al.*, 1997).

Cette proposition met l'accent sur un autre aspect négligé jusqu'ici, celui de l'espèce *C. woodhamense* qui, selon Page (2004) et Page *et al.* (2009a, b), caractériserait l'horizon (ou bio-horizon) basal de l'Oxfordien, mais dans le SE de la France elle occuperait une position plus élevée au sein de la sous-zone à Scarborough (Fortwengler & Marchand, 1994; Fortwengler *et al.*, 1997, 2012; Pellenard *et al.*, 2014).

2 – L'horizon (ou bio-horizon) à *woodhamense*

Deux interprétations sont envisageables pour expliquer le désaccord entre le Dorset et le SE de la France.

- Une conception différente de l'espèce. C'est l'opinion exprimée par Page (2004) et Page *et al.* (2009a, b) par l'écriture « *woodhamense* (*sensu* Fortwengler & Marchand) ». Seule une comparaison des formes ainsi déterminées sera à même de décider quelle conception serait à retenir. Encore que la conservation différente de ces formes (calcaires et en volume pour celles du SE de la France, à l'état de compression pour celles du Dorset) rend délicate et aléatoire cette confrontation. En effet, la forme de la section et l'aspect de la région ventrale, en particulier la présence ou non d'une carène ventrale et son individualisation par rapport aux flancs sont des caractères importants chez les Cardiocératidés.

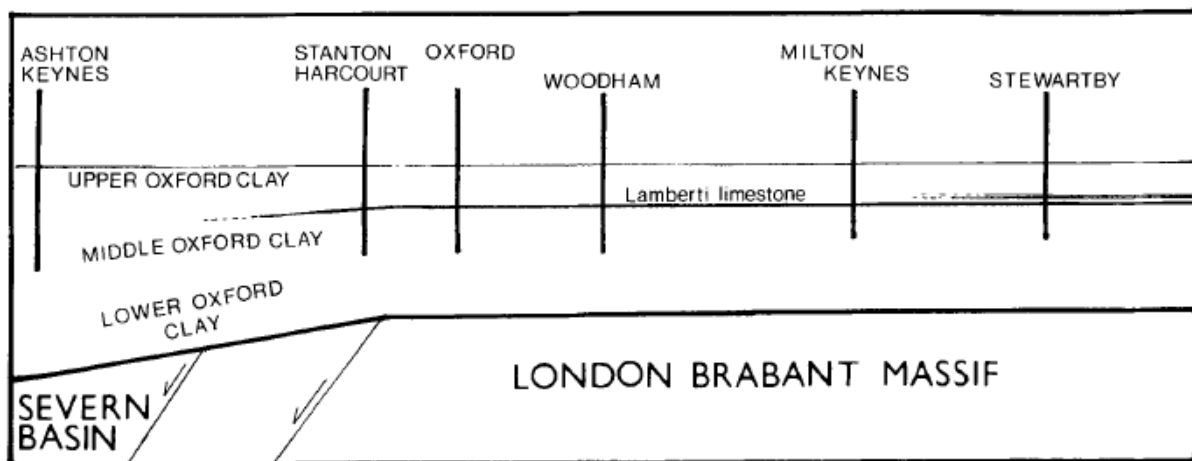
- Une approche différente de la biostratigraphie. La position du bio-horizon à *woodhamense* retenue par Page (2004) et Page *et al.* (2009a, b) s'appuie sur la proposition par Callomon (1964) de choisir, pour référence (parastratotype) de la zone basale de l'Oxfordien (zone et sous-zone à Scarborough), la succession de l'ancienne carrière de Woodham, Buckinghamshire (Arkell, 1939). L'espèce-index y est associée à une espèce nouvelle, *Cardioceras woodhamense* (Arkell), retenue ensuite comme index du bio-horizon du même nom. Dans le SE de la France, l'espèce occuperait une position plus élevée au sein de la sous-zone à Scarborough, ce qui pose la question de la validité de la succession de Woodham comme référence (Fortwengler & Marchand, 1994; Fortwengler *et al.*, 1997, 2012; Pellenard *et al.*, 2014).

3 – Le parastratotype de Woodham et l'Oxford Clay de l'Oxfordshire et du Wiltshire

- La succession de Woodham décrite par Arkell comprend de bas en haut: la Middle Oxford Clay (Spinsum Clay) de la zone à Athleta, le Lamberti Limestone, un dépôt condensé, riche en ammonites de la zone à Lamberti (avec quelques formes de la zone à Athleta), surmonté par l'Upper Oxford Clay (Mariae Clay). Le contact Banc à Lamberti/Marnes à Mariae traduit une rupture et un changement du régime de

la sédimentation, avec présomption d'une éventuelle lacune, mais celle-ci n'a pu être démontrée en l'absence de série de référence en milieu homogène.....comme celles du SE de la France. Des situations comparables sont connues en Europe continentale (Fortwengler *et al.*, 2012; Pellenard *et al.*, 2014) pour lesquelles l'existence d'une lacune a été démontrée.

- Les affleurements temporaires de Stanton Harcourt et de Ashton Keynes



Hollingworth & Wignall (1992) - Coupe simplifiée au travers de la bande d'affleurement de l'Oxford Clay du centre de l'Angleterre méridionale montrant la disparition du banc à Lamberti vers le sud-ouest dans le bassin de la Severn (et l'augmentation de l'épaisseur de l'Oxford Clay).

Le Banc à Lamberti atteint son meilleur développement sur le massif et diminue d'importance progressivement vers le SW jusqu'à disparaître à Ashton Keynes. Parallèlement, l'épaisseur de l'Upper Oxford Clay s'accroît. La succession argileuse avec rares intercalations carbonatées de Redcliff Point s'insère parfaitement dans cette évolution, laissant envisager une succession de faunes plus complète que celle du « parastratotype » de

étudiés par Hollingworth & Wignall (1992), au SW de Woodham et en situation intermédiaire entre Woodham et la côte du Dorset, viennent éclairer l'évolution du contact Callovien/Oxfordien et de l'Oxford Clay, en particulier sa partie supérieure, lorsqu'on s'éloigne de l'extrémité nord du Massif Londres-Brabant en direction du Bassin de la Severn et du Dorset.

Woodham et comparable, sinon identique, à celle du SE de la France, en particulier pour ce qui est de l'espèce et de l'horizon litigieux à *woodhamense*.

- C'est ce qui transparaît à la lecture des travaux de Chapman (1997, 1999) dans le Dorset où cet auteur décrit une succession de faunes identique à celle du SE de la France.

En conclusion, il existe des doutes sérieux sur la place exacte et la signification de

l'horizon (ou bio-horizon) à *woodhamense*
comme horizon basal de l'Oxfordien.

CALLOMON J. H., 1990 – On the definition of the basal boundary stratotype of the Jurassic Oxfordian Stage. *1st Oxfordian Meeting, Zaragoza, 1988. Publ. Sepaz., 2* : 119- 127.

CHAPMAN N. D. 1997 – Ammonites of the Oxford Clay near Budmouth School land Tidmoor Point, Weymouth and their bearing on the Callovian-Oxfordian boundary. *Dorset Proceedings*, 119: 117-127.

CHAPMAN N. D. 1999 – Ammonites assemblages of the Upper Oxford Clay (Mariae Zone) near Weymouth, Dorset. *Dorset Proceedings*, 121: 77-100.

FORTWENGLER D., MARCHAND D., 1994a — Nouvelles unités biochronologiques de la zone à Mariae (Oxfordien inférieur). *Géobios, Lyon, Mémoire spécial*, 17: 203–209.

FORTWENGLER D., MARCHAND D., BONNOT A., 1997 — Ammonites et limite Callovien-Oxfordien dans les “Terres Noires” du Diois (Bassin du Sud-Est, France): exemples des coupes de Thuoux et Savournon. *Géobios*, **30**: 519–540.

FORTWENGLER D., MARCHAND D., BONNOT A., JARDAT R., RAYNAUD D., 2012 — Proposal for the Thuoux section as a candidate for the GSSP of the base of the Oxfordian stage. *Carnets de Géologie (Notebooks on Geology)*, Article2012/06 (CG2012_A06): 117–

HOLLINGWORTH N. T. J. & WIGNALL P. B., 1992 – The Callovian-Oxfordian boundary in Oxfordshire and Wiltshire based on two new temporary sections. *Proceedings of the Geologist's Association*, 103 (1):13-50.

PAGE K. N., 2004 –The Callovian-Oxfordian boundary in Britain: Review of key section and their correlation with the proposed Global Stratotype Section and Point for the Oxfordian in Haute Provence, France. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 (1): 201-208.

PAGE K. N., MELÉNDEZ G. & WRIGHT J. K., 2009a. The ammonite faunas of the Callovian-Oxfordian boundary interval in Europe and their relevance to the establishment of an Oxfordian GSSP. *Volumina Jurassica*, 89-99.

PAGE K.N., MELÉNDEZ G., HART M.B., PRICE G.D., WRIGHT J.K., BOWN P., BELLO J., 2009b — Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype Section and Point (GSSP) at Redcliff Point, Weymouth, Dorset, UK. *Volumina Jurassica*, **7**: 101–111.

PELLENARD, P. FORTWENGLER, D., MARCHAND, D., THIERRY, J., COLLIN, P.-Y., BARTOLINI, A., BOULILA, S., ÉNAY, R. GALBRUN, B., GARDIN, S., HUAULT, V.,

HURET, E., MARTINEZ, M., CHATEAU, C. 2014. Integrated stratigraphy of the candidate Oxfordian Global Stratotype Section and Point (GSSP) in the Subalpine Basin (France). *Volumina Jurassica*, Warsaw, 12/1, p. 1-44.

Détermination des ammonites et calibrage bio-chronostratigraphique des argilites du Callovien-Oxfordien dans les forages carottés Andra. Secteur de Meuse - Haute-Marne, Est du bassin de Paris

Emilia HURET², Philippe LANDREIN², Jacques THIERRY¹, Dominique FORTWENGLER¹, Didier MARCHAND¹, Alain BONNOT¹,

¹ UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France.

² ANDRA, Parc de la Croix-Blanche, 1-7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry, France.

Pour chaque campagne de reconnaissance menée par l'Andra dans le secteur du Laboratoire souterrain de Meuse/Haute-Marne, une analyse biostratigraphique reposant sur la détermination des faunes d'ammonites a été réalisée dans l'objectif de préciser le cadre chronostratigraphique de la série (Thierry *et al.*, 2006). La dernière analyse biostratigraphique concerne trois forages, carottés en 2007-2008 dans les argilites callovo-oxfordiennes sur la zone de transposition. Elle a été menée grâce à la collecte de 1300 ammonites sur 485 m de carottes cumulés.

Les unités concernées sont la « Dalle nacrée - Pierre de Ladoix » (Callovien inf.), mur des argilites, les « Argiles de la Woëvre » (Callovien moy. à Oxfordien inf. *pars.*), les « Terrains à chailles » et les « Marnes des Eparges » (Oxfordien inf. *pars.* et moy.), toit des argilites.

Toutes les biozones, de la Zone à Gracilis (Callovien inf.) à la Zone à Mariae (Oxfordien inf.) ont été identifiées, avec quelques difficultés, pour la Zone à Gracilis et la Zone à Jason (Callovien moy.) à cause de condensation et de concentration de faunes, voire de lacunes probables, et pour la Zone à Cordatum (Oxfordien inf.) à cause d'une faune rare et peu significative.

La succession des Sous-zones est complète de la Sous-zone à Lamberti (Callovien sup.) à la Sous-zone à Praecordatum (Oxfordien inf.), avec quelques difficultés dans la Zone à Jason et la Zone à Coronatum (Callovien moy.), et la Zone à Athleta (Callovien sup.).

Tous les biohorizons de la Sous-zone à Lamberti (Callovien sup.) et de la Sous-zone à Scaburgense (Oxfordien inf.) sont reconnus dans une succession sans hiatus biostratigraphiques et sédimentaires détectables.

En recoupant les données provenant des différents forages Andra et des affleurements de la région, les datations bio-chronologiques peuvent être considérées comme fiables à la précision de la zone d'Ammonite, très souvent de la sous-zone voire même de l'horizon pour le Callovien supérieur et Oxfordien inférieur.

La résolution fine du cadre biostratigraphique permet, en association avec les analyses cyclostratigraphiques, d'améliorer les datations relatives pour le Callovien et l'Oxfordien inférieur par les estimations de durée proposées pour les zones d'ammonites (Huret, 2006 ; Boulila *et al.*, 2008).

Enfin, la définition des unités biostratigraphiques, et le calage des unités lithostratigraphiques et des surfaces remarquables de trois séquences de dépôt reconnus dans la formation argileuse

Callovo-Oxfordienne, ont permis la réalisation de corrélations haute résolution. Ces corrélations ont permis, entre autre de réviser la position de la surface d'inondation maximale de la séquence médiane corrélée avec celle de la séquence au 3^{ème} ordre Ox0 (Oxfordien inf., Zone à Mariae, Sous-zone. à Scarboroughense), également maximum transgressif de 2^{ème} ordre, enregistrés dans les bassins sédimentaires ouest européens.

BOULILA S., HINNOV L., HURET E., COLLIN P-Y, GALBRUN B., FORTWENGLER D., MARCHAND D. & THIERRY J. (2008) Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the late Jurassic time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 276, 40-51.

HURET E. (2006). Analyse cyclostratigraphique des variations de la susceptibilité magnétique des argilites callovo-oxfordiennes de l'Est du Bassin de Paris: application à la recherche de hiatus sédimentaires. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie. 321 pp.

THIERRY J., MARCHAND D., FORTWENGLER D., BONNOT A., & JARDAT R., (2006) – Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondages Andra dans l'Est du Bassin de Paris : Synthèse biostratigraphique, intérêts paléocologique et paléobiogéographique. *C. R. Geoscience*, 338, 834-853.

Révision des coraux jurassiques, état de l'art

Bernard LATHUILIERE

Université de Lorraine, CNRS, laboratoire GeoRessources, UMR 7359, Vandoeuvre lès Nancy, BP 70239, 54506 France Email : bernard.lathuiliere@univ-lorraine.fr

La révision du volume Scleractinia du *Treatise on invertebrate paleontology* a été entreprise au moyen d'un site web collaboratif: *corallosphere.org*. Pour les coraux du Jurassique une équipe de 10 auteurs est impliquée. 361 genres et sous-genres nominaux sont à l'étude. Parmi eux déjà 324 sont à présent décrits dans la corallosphère.

Pour beaucoup d'entre eux, les spécimens types ont été observés et figurés. Un bénéfice majeur de ce travail est que de nombreuses images du matériel type qui étaient précédemment non disponibles sont maintenant mises à disposition de tous et avec des détails (e.g. lames minces de *Acanthogyra*). Pour certains d'entre eux, le matériel type était pratiquement inconnu et est figuré pour la première fois (e.g. *Mesoseris*) pour d'autres, une nouvelle préparation permet une meilleure connaissance (e. g. *Calamosmilia*, *Lithoseris*). De nombreuses collections européennes ont été étudiées.

Un autre changement significatif est que de nombreuses descriptions historiques de genres jurassiques étaient écrites en

français telles les descriptions de d'Orbigny, Milne Edwards, Fromentel, Etallon, Koby, Alloiteau, Beauvais, Roniewicz. Des descriptions modernisées sont maintenant disponibles en anglais.

De nombreux problèmes ont été rencontrés, liés à l'établissement progressif des règles de nomenclature et encore davantage à l'application incorrecte de ces règles. Parmi ces problèmes plusieurs cas d'homonymie sont mis au jour et certains méritent un *nomen novum* (par exemple *Palaeocyathus* Alloiteau, ou *Mesophyllum* Beauvais). La désignation de l'espèce type ou des spécimens types n'était pas toujours conforme au code. Dans certains cas nous avons choisi de préserver l'usage contre la priorité (e.g. *Isastrea* contre *Confusastrea*). Dans certains cas la complexité de la situation nomenclaturale requiert l'action de la Commission Internationale pour la Nomenclature Zoologique (e. g. *Stylina*).

Les nouveautés ne proviennent pas seulement de la (ré)-illustration et du toilettage nomenclatural mais sont aussi de nature taxinomique. De nouvelles

synonymies sont documentées (e.g. *Coenastrea/Enallocoenia*, *Evhelia/Enallo-helia*, *Comoseris/Meandraraea*, *Amphiphora/Cyathophora*). Un cas intéressant est *Gonioseris*, un corail Aalénien étrange du Yorkshire qui se révèle maintenant clairement comme un Montlivaltiidae et aussi un stade de jeune de *Dimorphosmia*.

Dans de nombreux cas la synonymie ne peut être certifiée mais l'attention est attirée sur la similarité des genres qui nécessite des investigations nouvelles, par exemple *Melikerona* (un nom indisponible) et *Septastraeopsis* ou bien *Aulophyllia* et *Montlivaltia*. Après une description complète de tous les genres, des synonymies peuvent encore émerger en nombre significatif de ce travail. Un cas spécial est le groupe de deux genres bathoniens *Polystylidium* et *Thamnosmia* dont les relations n'avaient pas été reconnues précédemment et pour lesquels la création d'une nouvelle famille est nécessaire. *In fine*, la corallosphère sera un bon point de départ pour explorer la distribution des genres de coraux jurassiques. La révision des premières et dernières occurrences ouvrira un champ pour la biostratigraphie et les études de biodiversité; elle fournira des chartes stratigraphiques probablement plus fiables que les précédentes tentatives faites au niveau des espèces. Peut-être peut-on

attendre encore davantage de la distribution paléobiogéographique de ces coraux dans la compréhension de l'action du climat sur les ceintures de récifs jurassiques.

La paléoflore bathonienne (Jurassique Moyen) des silex à plantes d'Arc-en-Barrois (Haute-Marne, Nord-est de la France)

Matthieu LE COULS¹, Philippe COURVILLE¹, Jean-David MOREAU¹

(1) Laboratoire Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, 263 avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes, France

La présence de silex à plantes à Arc-en-Barrois (Fig. 1) a été évoquée initialement dans la première moitié du XX^{ème} siècle par E. Bruet dans sa thèse (1932) et deux de ses articles ultérieurs (1933a, 1933b). Faute de moyens techniques, l'étude de la flore en était restée à une liste sommaire jamais révisée (Bertrand *in* Bruet, 1932). Néanmoins, elle a été citée plus récemment dans un article sur la paléoflore du Jurassique Moyen bourguignon par Lemoigne et Thierry (1968, p. 325). L'un de ces gisements, encore accessible aujourd'hui, a permis il y a quelques années à P. Courville et M. Raffray (†) d'effectuer de nouveaux prélèvements.

Les silex proviennent du sommet du Calcaire de Comblanchien. Cette formation présente localement les stratifications obliques de vastes dunes hydrauliques en plus des accidents siliceux, deux particularités rarement visibles dans ce faciès de lagon. La présence de



Figure 1 - Silex à plantes d'Arc-en-Barrois (grossissement x1,5)

Burmirhynchia thierachensis FISCHER, 1969 permet de dater le gisement de la base du Bathonien Supérieur. La source de silice à l'origine de la formation des silex est vraisemblablement les spicules d'éponges que l'on trouve en abondance dans ces nodules. Ils préservent principalement des restes de végétaux terrestres mais pas seulement : en fonction du banc dans lequel s'est formé le silex, une faune variée d'invertébrés marins et au moins une algue peuvent y être conservées, les plantes terrestres pouvant être exclues. Ces

dernières sont d'ailleurs uniquement préservées dans les silex.

Les restes végétaux paraissent quelconques lorsqu'on les observe à l'œil nu, mais révèlent avec les outils adaptés une préservation exceptionnelle : les tissus des plantes sont conservés jusqu'à l'échelle cellulaire, y compris les tissus internes non lignifiés. De plus, la compression est très limitée voire inexistante. Les plantes de ce gisement sont donc inhabituellement bien conservées. Des analyses microtomographiques au synchrotron de Grenoble (ESRF, cf. Moreau *et al.* (2014) pour la méthode) ont permis de révéler l'organisation interne de la plante la plus commune sur le gisement, une nouvelle espèce de *Brachyphyllum*. Elle diffère des formes classiques d'Étrochey révisées par Lemoigne et Thierry (1968), révélant notamment certains détails tissulaires très originaux.

Cette flore, largement dominée par ce seul taxon, n'est cependant pas monospécifique : du bois fossile, des frondes de fougères du genre *Cycadopteris*, des feuilles lancéolées de piniales des genres *Lindleycladus* (?) et *Yuccites* (?), ainsi que, ponctuellement, des cônes probablement attribuables à l'espèce locale de *Brachyphyllum* complètent une liste de flore en cours d'étude.

La flore d'Arc-en-Barrois présente plusieurs caractéristiques inhabituelles,

reflétant une adaptation à des environnements particuliers, liés d'une part à l'isolement de la plate-forme carbonatée bourguignonne vis-à-vis des zones émergées, et d'autre part à des conditions de vie qui exigent une flore spéciale. Pour les plantes dont l'étude est la plus avancée, les genres sont ceux connus ailleurs dans le Jurassique ouest-européen, mais les espèces sont originales et *a priori* inféodées à ces milieux singuliers. Leurs caractéristiques parfois uniques permettent d'affiner la connaissance du climat dans lesquels elles se sont développées et de mieux appréhender les paléoenvironnements insulaires en liaison avec les associations floristiques et les adaptations morphologiques des végétaux qu'ils abritaient.

- BRUET, E., 1932. Recherches sur l'évolution continentale de quelques sédiments. Lyon.
- BRUET, E., 1933a. Sur un sol d'âge Bathonien à Chaumont (Haute-Marne) et sur ses rapports avec les silex à végétaux. Bull. Société Géologique Fr. 5, 55–57.
- BRUET, E., 1933b. L'évolution continentale des calcaires de la dalle oolithique (Bathonien Supérieur) à Chaumont (Haute-Marne). Bull. Société Géologique Fr. 3, 99–100.
- LEMOIGNE, Y., THIERRY, J., 1968. La paléoflore du Jurassique Moyen de Bourgogne. Bull. Société Géologique Fr. 7, 323–333.
- MOREAU, J.-D., NERAUDEAU, D., GOMEZ, B., TAFFOREAU, P., DEPRE, É., 2014. Plant inclusions from the Cenomanian flints of Archingeay, Les Nouillers, western France. Lethaia 47, 313–322. doi:10.1111/let.12049

Révision stratigraphique du Kimméridgien d'Ajoie (Jura suisse).

Apolline LEFORT¹, Gaël COMMENT et Pierre HANTZPERGUE

¹ Section d'archéologie et paléontologie, Paléontologie A16, République et Canton du Jura, Office de la culture, Hôtel des Halles, CH-2900 Porrentruy, Suisse. E-mail: apolline.lefort@jura.ch

La construction de l'autoroute suisse A16 (République et Canton du Jura) a mis à découvert des restes archéologiques et paléontologiques dont l'ampleur est unique. Durant 13 années de fouilles, des milliers d'objets ont été récoltés et des centaines de mètres de niveaux calcaires et marnes jurassiques ont été excavés et documentés. D'un point de vue stratigraphique, la Formation de Reuchenette (Kimméridgien) a fait l'objet d'une nouvelle description (Comment *et al.*, 2015). Les unités lithostratigraphiques (membres et couches locales), leurs différents faciès et associations fauniques dominantes ont été redéfinis (Figure 1). Dans l'ordre stratigraphique, le Membre de Vabenau est à dominante calcaire micritique riche en bioturbations et parfois en bivalves. Le Membre du Banné composé d'une unique couche dont l'équivalent français est les Marnes du Rang, très riche en invertébrés, contient aussi des restes osseux et dentaires. Le Membre de Courtedoux constitué principalement de calcaires micritiques est très riche en nérinées et plusieurs niveaux

de laminites contiennent des traces de sauropodes et théropodes. Enfin, le nouveau membre de Chevenez représentent le sommet de la Formation de Reuchenette, avec notamment à sa base les Marnes à *virgula* inférieures très riches en fossiles de vertébrés et surmontées de niveaux plus carbonatés parfois crayeux et pauvres en fossiles.

Les dépôts marins jurassiques de plate-forme carbonatée d'Ajoie ont livré 630 ammonites, entières ou fragmentaires. Associées aux spécimens existants dans les collections historiques du JURASSICA Museum (Porrentruy) et de la Fondation paléontologique jurassienne (F.P.J., Glovelier), la détermination des ammonites récoltées a permis la définition de 13 épisodes successifs. Nous pouvons désormais positionner dans l'échelle biochronologique du biome Franco-germanique avec plus de précisions les événements émergents illustrés par plusieurs niveaux à traces de dinosaures. Ces nouvelles données biostratigraphiques permettent également des corrélations entre

les successions d'Ajoie et les niveaux équivalents de la région de Montbéliard. Une nouvelle espèce d'ammonite, *Progeronia bruntrutense* nov. sp., est décrite. Elle provient de la partie supérieure du Membre de Courtedoux, équivalent latéral des Calcaires à *Corbis* de Montbéliard, datés dans les faciès crayeux, de la zone à Divisum.

Les études récentes des assemblages de bivalves (Koppka, 2015), les restes de vertébrés étudiés actuellement au sein de l'équipe PAL A16 et les corrélations biostratigraphiques démontrent que les conditions environnementales ont été enregistrées en quasi-continu dans la succession marno-calcaire. Dans les années futures, les diverses observations et analyses du Kimméridgien d'Ajoie permettront des études de stratigraphie

séquentielle, des corrélations stratigraphiques à plus grande échelle et une reconstitution précise des paléoenvironnements. Ainsi pour l'exemple, les phases kimméridgiennes avec un fort apport terrigène, très riches en fossiles telles que les Marnes du Banné et Marnes à *virgula* inférieures et supérieures, pourront être confrontées à des faciès jurassiques comparables en Europe.

COMMENT, G., LEFORT, A., HANTZPERGUE, P. AND KOPPKA, J., 2015. Le Kimméridgien d'Ajoie (Jura, Suisse): lithostratigraphie et biostratigraphie de la Formation de Reuchenette. Soumis en mars 2015 à la Revue de Paléobiologie.

KOPPKA, J., 2015. Revision of the Bivalvia from the Upper Jurassic Reuchenette Formation, Northwest Switzerland – Ostreoidea. Zootaxa, 3927(1): 001-117.

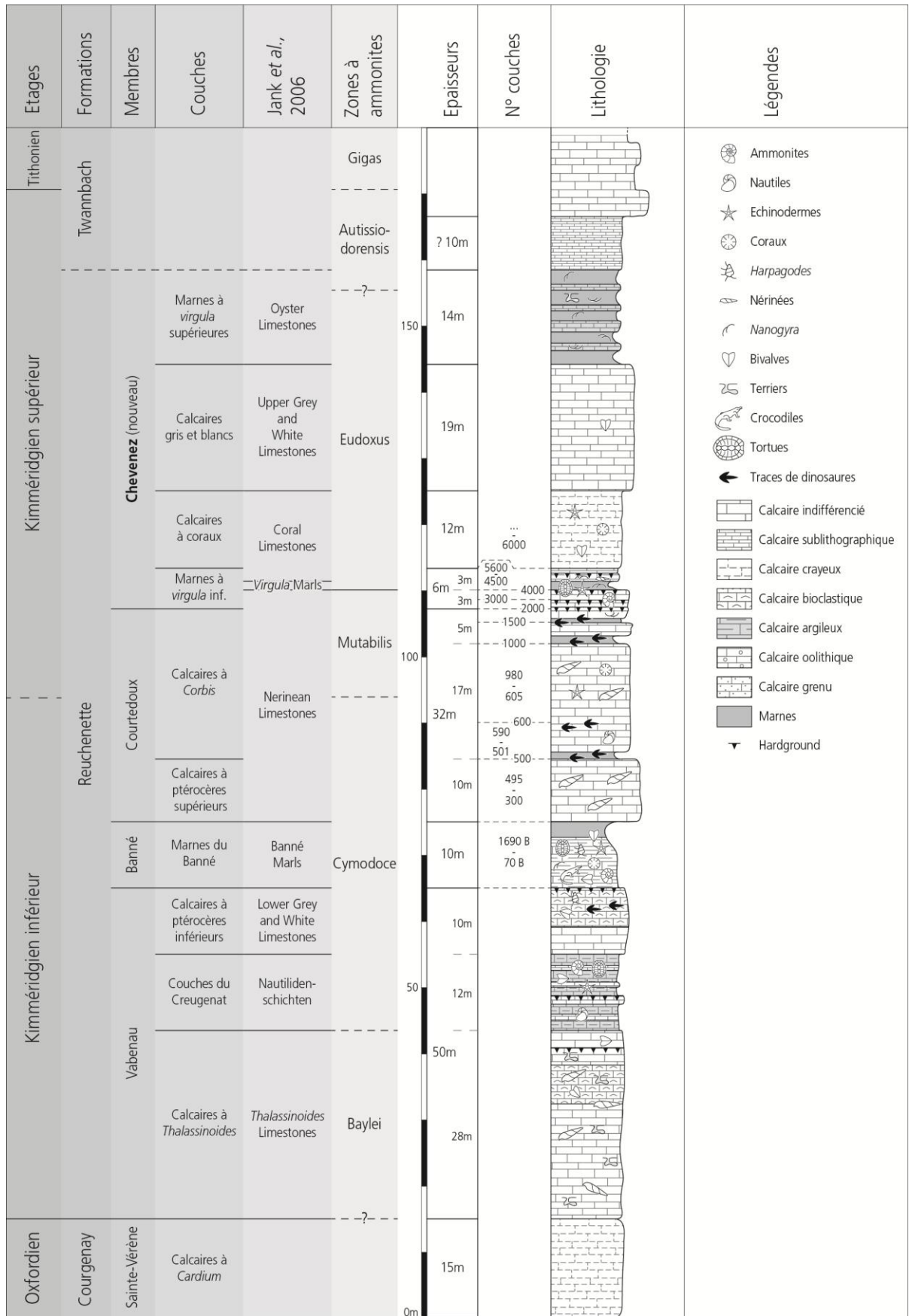


Figure 1. Coupe stratigraphique synthétique du Kimméridgien du NO de la Suisse

Les clumped isotopes des carbonates (Δ_{47}), un nouvel outil géochimique pour étudier la diagenèse des carbonates – Résultats préliminaires sur le Dogger du dépôt-centre du bassin Parisien

Xavier MANGENOT^(1,2), Magali BONIFACIE⁽¹⁾, Marta GASPARRINI⁽²⁾, Virgile ROUCHON⁽²⁾, Carine CHADUTEAU⁽¹⁾

¹IPGP – Institut de Physique du Globe de Paris, 1 rue Jussieu, 75005, France

²IFP Energies nouvelles, 1-4 avenue du bois Préau, 92500, Rueil Malmaison, France

1. Introduction

Le thermomètre des « clumped isotopes », dénoté Δ_{47} , est un nouvel outil géochimique permettant de déterminer la température de précipitation d'un minéral carbonaté de manière totalement indépendante à toute autre méthode préexistante (e.g. thermomètre $\delta^{18}\text{O}$, microthermométrie des inclusions fluides). Ce nouveau géothermomètre semble applicable aux différents groupes de minéraux carbonatés (calcite, dolomite, aragonite, sidérite...) pour des températures comprises entre 0° et 150°C (Eiler et Schauble, 2004). Parallèlement à l'information température qu'il renseigne, le Δ_{47} permet de remonter au $\delta^{18}\text{O}$ des fluides à partir duquel le carbonate a précipité, et constitue ainsi un bon traceur isotopique de l'origine des fluides-parents (eaux météoriques, marines, mixtes...). Du fait de sa relative jeunesse, peu de travaux ont été appliqués pour tester son

applicabilité sur des conditions de haute température correspondantes, par exemple, aux conditions de la diagenèse d'enfouissement. Ce projet de thèse vise à tester ce nouveau géothermomètre dans le cadre de l'étude de la diagenèse. En définissant les températures de ciments diagénétiques, nous pourrions remonter à la nature des fluides responsables des différentes phases de cimentation dont l'origine est encore débattue dans les calcaires du Jurassique du centre du bassin Parisien (Carpentier et al. 2014 ; Brigaud et al. 2009 ; Vincent et al. 2007).

2. Matériel et méthode

Les analyses isotopiques Δ_{47} consistent en la mesure de la surabondance des liaisons $^{13}\text{C}-^{18}\text{O}$ au sein du réseau cristallin des carbonates (liaisons favorisées à basses températures). Parce qu'il est impossible de mesurer directement cette abondance dans le carbonate XCO_3^{2-} , nous

le mesurons dans la molécule de CO₂ produit après réaction de digestion du carbonate à l'acide phosphorique (Katz, 2014). Le CO₂ est extrait et purifié sur une ligne d'extraction sous vide dont l'objectif est de purifier le gaz avec différents types de pièges (cryogénique, laine d'argent) puis de le collecter avant de le transférer au spectromètre de masse pour analyse. Chaque échantillon carbonaté doit être répliqué au minimum 3 fois à différentes périodes afin de renseigner une valeur de température la plus fiable et la plus reproductible possible.

3. Résultats

3.1. Descriptions sédimentologiques et pétrographiques

Les résultats préliminaires présentés ici se focalisent sur l'intervalle Comblanchien-Dalle Nacrée carotté à environ 1800m de profondeur à proximité du dépôt-centre du bassin Parisien (Localité de Baulne en Brie - Voir figure 1). Les 18 mètres de carotte enregistrent une évolution de facies allant de packstone/grainstone oncoïdales à matrice micritique à la base (calcaire de Chaumont-Comblanchien), vers un faciès de grainstone oolitique-bioclastique à matrice sparitique (Dalle Nacrée R1). Un séquençage paragénetique prenant en compte les phases de cimentations (frange equigrulaire, deux générations de calcite de blocage) et les

autres stades diagénetiques (compaction, fracturation, stylolithisation, pyritisation) a été établie sur la base de descriptions pétrographiques (colorations, lumières réfléchies, cathodoluminescence, UV). Cette succession paragénetique constitue le cadre de référence chronologique pour caler de manière relative les phases que l'on souhaite étudier d'un point de vue géochimique et thermométrique. La quantité de matériel nécessaire (>15mg) pour la mesure du Δ_{47} restreint nos analyses aux deux générations de calcites de blocage, noté ici BC1 et BC2, de type non-ferreuse, qui constitue probablement les équivalents Cal 2 et Cal 3 d'après la nomenclature instaurée par Carpentier *et al.* (2014). BC1 obture la quasi-totalité de la porosité inter et intra-grulaire et montre des teintes orange vif légèrement zonées sous cathodoluminescence. Par contraste, BC2 ne représente qu'une très faible proportion du volume total de ciment (<5% des ciments) et n'est observé que dans des pores de type fissure ou géode (luminescence rouge foncé homogène sans zonation).

3.2. Analyses thermométriques Δ_{47} et inclusions fluides

La **première génération** BC1 (constituée d'une population de 10 ciments macroscopiques) enregistre des $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ entre -5.7 et -7.2‰ (PDB) associés à des

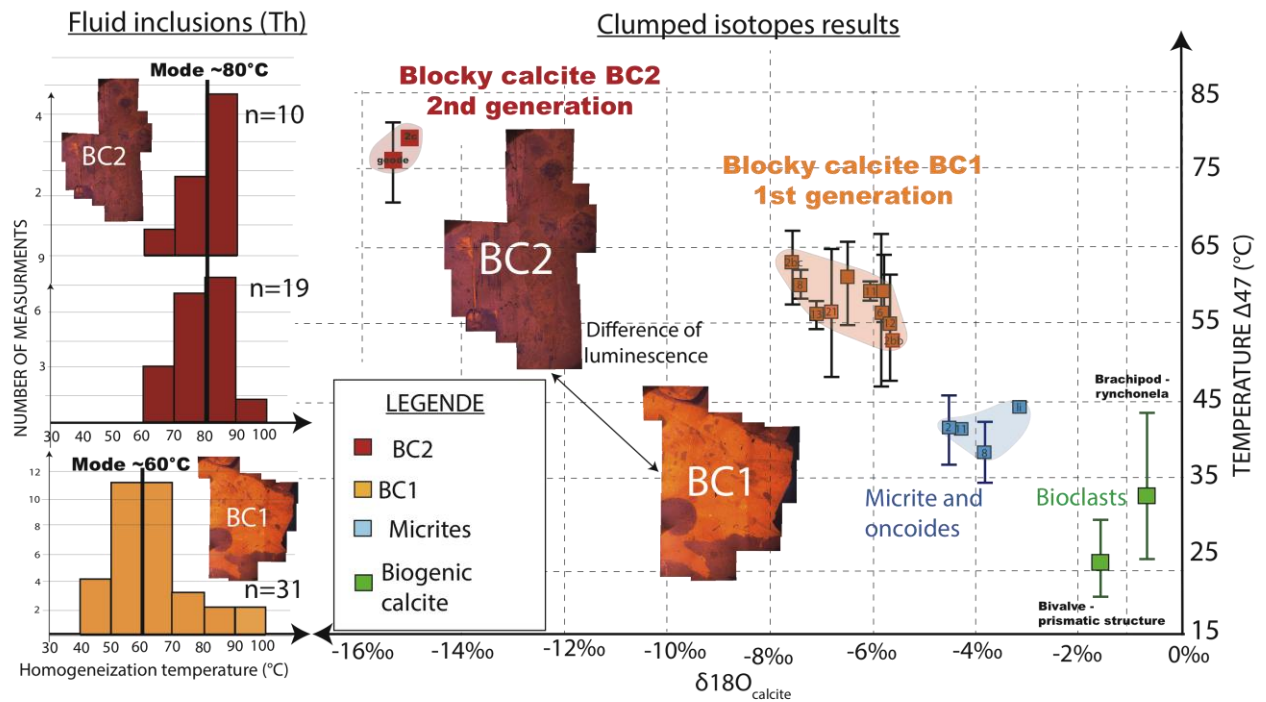


Figure 1. Synthèse et comparaison des résultats thermométriques obtenus sur les deux générations de calcite de blocage (BC1 et BC2) d'après le Δ_{47} et les Température d'homogénéisation (Th).

températures Δ_{47} regroupées entre 54° et 63°C. L'estimation directe du $\delta^{18}O_{\text{water}}$ d'après le Δ_{47} indique une cimentation par des fluides d'origine marine évaporée ou modifiée par interaction eau-roche ($\delta^{18}O_{\text{water}}$ entre +0.5 et +2‰ SMOW).

La **deuxième génération** BC2 (2 ciments) présente des $\delta^{18}O_{\text{calcite}}$ nettement plus négatifs (-15‰ PDB) associé à des températures Δ_{47} de 77° et 79°C, correspondant à des fluides à signature isotopique clairement météorique ($\delta^{18}O_{\text{water}}$ = -4 à -6‰ SMOW).

De plus, ces calcites mesogénétiques ont l'avantage de comporter des inclusions fluides sur lesquelles nous avons pu réaliser des analyses de microthermométrie en vue

d'approcher à la fois la salinité des fluides et la température de précipitation d'une manière indépendante du Δ_{47} . Les températures d'homogénéisation de BC1 montrent une gamme de Th comprise entre 47 et 91°C (n=31, mode 60°C) et entre 67° et 98°C (n=29, mode de 80°C – Fig. 1) pour BC2. Les inclusions de BC1 montrent des salinités entre 8 et 18% wg. NaCl eq qui semblent en adéquation avec un fluide d'origine marine évaporé (saumure). En revanche, les fluides météoriques de BC2, à l'origine non salés, présentent ici des salinités variables entre 1 et 12% wg. NaCl eq.

4. Discussion et conclusion

L'approche pétrographique et géochimique pratiquée sur ces ciments

($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Δ_{47} et inclusions fluides) a permis de caler de manière relative et quantitative ces deux phases de cimentation majeures qui obturent la porosité et altèrent les propriétés réservoirs de cette unité calcaire. Les données de T° et $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ enregistrées dans ce matériel diagénétique indique deux phases de précipitations calcitiques clairement distinctes en terme de température (60° et 78°C), de nature de fluide et très probablement d'âge. Le timing de ces deux phases est difficile à contraindre précisément mais peut néanmoins être comparée à l'évolution géodynamique du bassin. En se basant sur la calibration thermique actuelle du modèle numérique du bassin Parisien sous TemisFlow[®] (logiciel développé par IFPEN), l'intervalle carotté de cette localité aurait atteint 60° aux environs de l'Aptien/Albien (Crétacé inférieur) et 78° lors de la transition Crétacé/Tertiaire, deux périodes géologiques qui témoignent d'un ralentissement et/ou d'une inversion de la subsidence qui auraient favorisé l'infiltration latérale de fluides (*Late Aptian Uncoformity* and *Laramide Uncoformity*). Sur la base de nos résultats préliminaires, nous pouvons supposer que BC1 soit le témoin d'une précipitation par de l'eau marine modifiée (eau connée ou paléocirculation) sous des régimes thermiques de l'ordre de 60°C au cours de l'Aptien-Albien (LAU). Le caractère météorique de BC2,

associé à une température de 77°C et un enfouissement d'environ 2000m, témoigne d'une infiltration d'eau météorique profonde jusqu'au dépôt-centre du bassin à la fin Crétacé/début Tertiaire. Cette eau météorique aurait alors pu se minéraliser (alcalinité, salinité) lors de son chemin de percolation.

Afin de contraindre au mieux le timing de ces phases de cimentation, la même approche que celle menée ici sera conduites sur différentes carottes dans le Dogger et à différentes localisations vis-à-vis du dépôt-centre. Ainsi, la distribution de ces ciments par rapport à l'évolution structurale et thermique du bassin pourrait permettre de reconstruire plus précisément les paléocirculations des fluides minéralisant. Par ailleurs, un projet de datation géochronologique par U/Pb (LA-ICPMS) est en cours de développement, qui doit permettre d'associer des âges précis à ces phases de cimentation.

KATZ A., 2013. Le géothermomètre des carbonates Δ_{47} - Calibration des fractionnements analytiques lors de la transformation carbonate - CO_2 . Master thesis IPGP. 30pp

BRIGAUD, B., DURLET, C. AND 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 Limestone diagenesis (Paris Basin, France), *Sedimentary Geology* 222, 161-180.

CARPENTIER C., BRIGAUD B., BLAISE T., VINCENT B., DURLET C., BOULVAIS P., PAGEL M., HIBSCH C., YVEN B., LACH P., CATHELINÉAU M., BOIRON M.C.,

- LANDREIN P., BUSCHAERT S. 2014 :
Impact of basin burial and exhumation on
Jurassic carbonates diagenesis on both sides of
a thick clay barrier (Paris Basin, NE France)
Marine and Petroleum Geology 53, 44-70.
- EILER J.M. and SCHAUBLE E. (2004) : $^{18}\text{O}^{13}\text{C}^{16}\text{O}$
in Earth's atmosphere. *Geochimica et
Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 23, pp.
4767-4777
- 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, 267-289.

Faciès, architecture et diagénèse des carbonates du Jurassique moyen-supérieur en Asie Centrale (Ouzbékistan, Tadjikistan, Turkménistan)

Mehdi CARMEILLE¹, Raphaël BOURILLOT¹, Eric BARRIER^{2,3}, Franz FÜRSICH⁴,
Jacques THIERRY⁵, Pierre PELLENARD⁵, Johann SCHNYDER^{2,3}, Christian BLANPIED⁶,
Dmitryi MORTVINDSEV^{2,3,7}, Irina SIDOROVA⁷

¹ EA 4592 G&E, ENSEGID, Université de Bordeaux, 1, allée F. Daguin, 33607 Pessac Cedex, France,

² Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France,

³ CNRS, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (iSTeP), F-75005 Paris, France,

⁴GeoZentrum Nordbayern, Fachgruppe PaläoUmwelt, Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstr. 28 91054 Erlangen, Germany,

⁵UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6, Bd Gabriel, 21000 Dijon, France,

⁶TOTAL S.A., Tour Coupole, 2 Place Jean Millier - La Défense 6, 92078 Paris La Défense Cedex – France,

⁷Institute of Geology and Geophysics of Uzbek Academy of Sciences, Tashkent, Uzbekistan

Des récents travaux de terrain ont été effectués dans la chaîne du Ghissar afin d'étudier l'architecture de la plate-forme carbonatée du Jurassique moyen-supérieur dans la partie Est du bassin d'Amu-Darya. Les premiers résultats montrent que les carbonates, épais de 250 à 500 mètres, se seraient déposés sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres, le long de grandes rampes en pente douce, sans rupture topographique majeure. Ce modèle est renforcé par les profils sismiques des bassins de l'Amu-Darya et Afghan-Tadjik qui ne montrent aucun relief significatif

d'origine sédimentaire dans l'intervalle carbonaté.

Les observations de terrain mettent en évidence deux grandes séquences dans les carbonates, l'une callovienne, et l'autre potentiellement oxfordienne et kimméridgienne. La première est composée de sept cycles T/R du 4^{ème} ordre, montrant un passage graduel des faciès de rampe interne aux faciès de rampe externe et de bassin. Dans cette séquence, des grainstones ooidiques forment des ceintures de quelques dizaines de kilomètres d'extension latérale au niveau de la rampe

interne. Des patchs reefs larges de quelques mètres (voir dizaines de mètres) se développent dans des environnements plus distaux situés dans la zone d'action des vagues de tempête. Des petits deltas se sont développés sur les marges nord du bassin, probablement alimentés par l'érosion des reliefs hercyniens.

La seconde grande séquence est composée de dépôts péritidaux de rampe interne et montre des changements verticaux et latéraux rapides de faciès, dessinant une architecture plus complexe. Des bancs de grainstones ooidiques de petite échelle alternent avec des packstones/grainstones à pellets et des mudstones à pseudomorphoses de gypse de plus en plus abondant vers le sommet de la plate-forme. La présence de *black shales* datées de l'Oxfordien moyen, intercalés dans la série carbonatée près du Turkménistan, indique une transgression et pourraient être liés à une période plus froide. Le sommet des bancs carbonatés montre des bancs de Sabkha alternant avec des gypses nodulaires qui témoignent d'environnements hypersalins. Ces faciès de gypse s'épaississent vers le sommet, indiquant que la production carbonatée a probablement cessé pendant l'intervalle Kimméridgien – Tithonien alors que le bassin de l'Amu-Darya se ferme (dépôt massif de sel : Gaurdak Fm.).

Globalement, cette évolution des faciès indique une restriction progressive du bassin de l'Amu-Darya, certainement associée à un climat régional de plus en plus sec au cours du Jurassique supérieur.

La radiation des bélemnites (Cephalopoda) au Jurassique inférieur : analyse du registre fossile

Pascal NEIGE¹, Robert WEIS², Emmanuel FARA¹

¹Laboratoire Biogéosciences, Université de Bourgogne, CNRS, 6 bd Gabriel, F-21000 Dijon, France

²Département de Paléontologie, Musée National d'Histoire Naturelle du Luxembourg, 25 rue Münster
L-2160, Luxembourg

Les bélemnites constituent un élément majeur des écosystèmes marins jurassiques et crétacés, comme en témoignent les nombreux rostres fossiles trouvés dans les roches sédimentaires. Leur registre fossile suggère l'existence d'une radiation évolutive au Jurassique inférieur avec un pic de richesse au Toarcien. Paradoxalement, en dépit de leur grande abondance, les bélemnites n'ont jamais fait l'objet d'une synthèse quantitative permettant d'explorer cette radiation. L'étude présentée ici est une première analyse du registre fossile des bélemnites pour un intervalle qui s'étend de l'Hettangien à l'Aalénien.

Notre étude est fondée sur une compilation bibliographique des données de bélemnites à laquelle s'ajoute des données inédites de collections et de nos propres données de terrain. Cette compilation a donné lieu à la construction d'une base de données d'espèces révisées. Au total, c'est environ 130 espèces réparties dans 49

localités géographiques pour une durée d'un peu plus de 30 millions d'années qui sont analysées. Cela représente 500 occurrences (une occurrence correspond à la présence d'une espèce donnée dans une unité géographique donnée et dans une chronozone donnée). Le domaine paléogéographique étudié couvre principalement la plateforme nord-ouest européenne ainsi que la province méditerranéenne.

Les premiers résultats montrent un déficit d'occurrences et d'espèces dans la province méditerranéenne qui pourrait s'interpréter comme la conjonction de deux effets : un sous échantillonnage sur le terrain et très probablement un domaine moins propice à la vie des bélemnites. Le domaine nord-ouest européen, lui, est particulièrement bien étudié et permet de dégager des grandes tendances sur l'histoire évolutive de ces céphalopodes au début du Jurassique.

Synthèse concernant le GSSP Oxfordien: perspectives dans le bassin du Sud-Est français

Pierre PELLENNARD¹, Annachiara BARTOLINI², Cédric BAILLY¹, Slah BOULILA³, Carmela CHATEAU⁹, Pierre-Yves COLLIN¹, Raymond ENAY⁴, Dominique FORTWENGLER¹, Bruno GALBRUN³, Silvia GARDIN⁵, Vincent HUAULT⁶, Emilia HURET⁷, Didier MARCHAND¹, Mathieu MARTINEZ⁸, Jacques THIERRY¹

¹ UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France.

² Muséum National d'Histoire Naturelle, UMR CNRS7207 CR2P "Centre de recherche sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements", France.

³ Université Paris 6, UMR CNRS7193 IStEP "Institut des Sciences de la Terre-Paris", Paris, France.

⁴ Université Claude Bernard Lyon 1, Lyon, France.

⁵ Université Paris 6, UMR CNRS7207 CR2P "Centre de recherche sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements", Paris, France.

⁶ UMR CNRS 7359 Géoressources, Université de Lorraine, BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France.

⁷ ANDRA, Parc de la Croix-Blanche, 1-7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry, France.

⁸ MARUM - Center for Marine Environmental Sciences Universität Bremen Leobener Str. D-28359 Bremen, Germany.

⁹ UFR SVTE, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France.

Une approche stratigraphique intégrée et pluridisciplinaire est actuellement menée dans le bassin du Sud-Est de la France, centrée sur la transition Callovien-Oxfordien (Fortwengler et al., 2012; Pellenard 2013; Pellenard et al., 2014), dans le cadre de la définition mondiale du *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP) de la base de l'Oxfordien (Melendez 2004; Page et al., 2009). A l'heure actuelle, trois secteurs offrent des possibilités de choix d'une coupe

de référence et d'une coupe auxiliaire pour établir un GSSP pour la base de l'Oxfordien. Il s'agit de la coupe de Ham Cliff-Redcliff Point affleurant en bas de falaises du Dorset anglais, appartenant à l'Oxford Clay Fm, étudiée depuis plusieurs années par Kevin Page, Guillermo Melendez et autres contributeurs anglais (Page et al., 2006; 2009). Plus récemment la coupe de Dubki en Russie, affleurant en carrière, a été proposée par des collègues russes (Kiselev *et al.*, 2013).

Enfin dans le bassin subalpin, plusieurs coupes ont fait l'objet de travaux biostratigraphiques depuis plus de trente ans, notamment sur les ammonites, au sein de l'épaisse formation des Terres Noires: Savournon, Thuoux et plus récemment Saint-Pierre d'Argençon (Fortwengler et al., 2012). Ces dernières années le Groupe Français d'Etude du Jurassique (GFEJ) a réinvesti ces coupes avec des approches complémentaires et détaillées comme la cyclostratigraphie (Boulila et al., 2010), la géochimie isotopique et les mesures géophysiques, l'étude des nannofaunes et des dinoflagellés. Les coupes de Thuoux et de Saint-Pierre d'Argençon ont ainsi fait l'objet d'une publication récente intégrant l'ensemble des aspects traités (Pellenard et al., 2014).

Les trois bassins envisagés (anglais, russe et français) présentent les atouts nécessaires à la définition d'un GSSP en particulier s'agissant de la biostratigraphie précise bâtie sur les ammonites et de la continuité des affleurements. Une confrontation de ces 3 secteurs fait toutefois ressortir des divergences du point de vue biostratigraphique et des possibilités de corrélation fine ainsi que les limites d'utilisation des autres méthodes stratigraphiques utilisées (magnétostratigraphie, cyclostratigraphie, géochimie). Un autre point critique concerne la pérennité des coupes dans le cadre de la préservation à long terme d'un GSSP.

Dernièrement le GFEJ a souhaité s'investir sur une nouvelle coupe, Lazer, plus au sud, à quelques kilomètres de la coupe de Savournon (cette dernière étant désormais considérée comme la moins prometteuse des coupes compte tenu des mauvaises conditions d'affleurements). Nous présentons ici les premières données sédimentologiques, biostratigraphiques et géochimiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de cette nouvelle coupe de Lazer, que nous replaçons dans le contexte plus large du bassin subalpin et des bassins sédimentaires environnants (*e.g.* Bassin de Paris). Nous souhaitons à l'avenir proposer la coupe de Lazer comme coupe complémentaire de Thuoux pour une candidature au GSSP lors des prochains votes instaurés par l'*Oxfordian Working Group* et l'*International Subcommission on Jurassic Stratigraphy*.

- BOULILA S., GALBRUN B., HINNOV L. A., COLLIN P.-Y., OGG J. G., FORTWENGLER D., MARCHAND D., 2010 - Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research*, 22: 717-732.
- FORTWENGLER D., MARCHAND D., BONNOT A., JARDAT R., RAYNAUD D., 2012 - Proposal for the Thuoux section as a candidate for the GSSP of the base of the Oxfordian stage. *Carnets de Géologie (Notebooks on Geology)*, Brest, CG2012A06, 117-136.
- KISELEV D., ROGOV M., GLINSKIKH L., GUZHIKOV A., PIMENOV M., MIKHAILOV A., DZYUBA O., MATVEEV A., TESAKOVA E., 2013 - Integrated stratigraphy of the reference sections for the Callovian-Oxfordian boundary in European Russia. *Volumina Jurassica*, 11: 59-96.

- MELÉNDEZ G., 2004 - Oxfordian Working Group. Newsletter of the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, International Union of Geological Sciences, International Commission of Stratigraphy, 31: 9-11.
- PAGE K.N., MELÉNDEZ G., HART M.B., PRICE G.D., WRIGHT J.K., BOWN P., BELLO J., 2006 - Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype Section and Point (GSSP) at Redcliff Point, Weymouth, Dorset, UK. *Volumina Jurassica*, 6: 1-13.
- PAGE K.N., MELÉNDEZ G., HART M.B., PRICE G.D., WRIGHT J.K., BOWN P., BELLO J. 2009. Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype Section and Point (GSSP) at Redcliff Point, Weymouth, Dorset, UK. *Volumina Jurassica*, 7: 101-111.
- PELLENARD P., 2013 - Workshop on the base of the Oxfordian Stage in the Subalpine Basin, France, 30th September to 2nd October 2013. *Volumina Jurassica*, 11: 167-172.
- PELLENARD P., FORTWENGLER F., MARCHAND D., THIERRY J., BARTOLINI A., BOULILA S., COLLIN P.Y., ENAY R., GALBRUN B., GARDIN S., HUAULT V., HURET E., MARTINEZ M., CHATEAU SMITH C. Integrated stratigraphy of the Oxfordian global stratotype section and point (GSSP) candidate in the Subalpine basin (SE France). *Volumina Jurassica*, 12: 1-44.

Caractérisation de la radiation évolutive des échinides irréguliers au Jurassique

Thomas SAUCEDE¹, Simon BOIVIN², Rémi LAFFONT¹, Pascal NEIGE¹

¹UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

²Département de géologie et de paléontologie, 13 Rue des Maraîchers, 1205 Genève, Suisse

Les radiations évolutives et les extinctions de masse sont les deux grands phénomènes évolutifs à l'origine des fortes variations de biodiversité sur des temps longs. Les radiations évolutives correspondent à un accroissement soudain du nombre d'espèces. Elles peuvent avoir une origine adaptative. Dans ce cas, l'augmentation de la diversité est accompagnée d'une augmentation de la disparité morphologique du groupe. Un nombre croissant de publications récentes soulignent le rôle majeur que jouerait l'adaptation dans les phases de forte diversification (Schluter 2000, Losos 2010, Morlon 2014, Gavrilets 2014...). Les données fossiles sont seules à pouvoir démontrer l'ancienneté et la récurrence du phénomène de radiation adaptative à l'origine des grands clades (origine et diversification des familles et au delà) (Simpson 1953). Elles permettent également de documenter sur des temps longs le devenir des clades ayant connu des augmentations soudaines de diversité.

Certaines radiations évolutives ont pu être qualifiées abusivement d'adaptatives. Le rôle de l'adaptation comme processus de diversification des grands clades doit être

démonstré, ou tout du moins testé. Ainsi, une radiation adaptative à l'origine d'un clade doit correspondre à une augmentation soudaine et exceptionnelle du nombre d'espèces et de leur disparité morphologique en comparaison d'autres clades apparentés. D'autre part, la disparité morphologique doit avoir une composante fonctionnelle démontrable, et l'augmentation de disparité morphologique doit être alors associée à une diversification écologique, comme la colonisation et l'exploitation de nouveaux environnements (Larson & Losos 1996).

Ces hypothèses ne peuvent être pleinement testées que pour des clades ayant encore des représentants actuels et permettant de démontrer le lien existant entre caractère morphologique, avantage fonctionnel, milieu et modes de vie (Larson & Losos 1996). Les oursins irréguliers apparaissent au Jurassique inférieur et vont fortement se diversifier dès le Jurassique moyen (Thierry & Néraudeau 1994) au cours d'une première radiation évolutive réputée adaptative (Kier 1974, Smith 1984). Ils forment un clade unique (Saucède et al. 2007) qui va connaître un important succès évolutif tout au long de son

histoire, plus 3 400 espèces d'oursins irréguliers actuelles et fossiles étant répertoriées. Cette forte diversité d'espèces, en comparaison des autres groupes d'oursins, est associée à une forte diversification des modes de vie et au développement du fouissage dans les sédiments marins (Thierry & Néraudeau 1994). La colonisation des habitats endobenthiques est accompagnée d'importantes innovations morphologiques (déplacement d'organes tels que la bouche et le péripacte, multiplication et miniaturisation des piquants, allongement et symétrisation bilatérale du test) qui sont interprétées comme autant de conditions favorisant de nouvelles opportunités écologiques (Kier 1974, Smith 1984, Barras 2008).

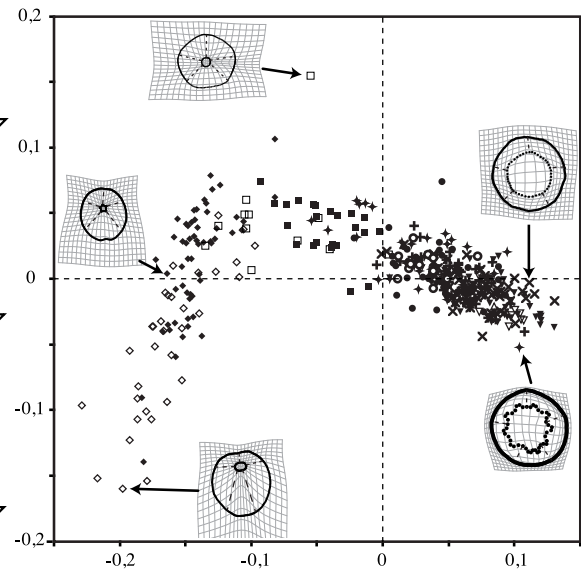
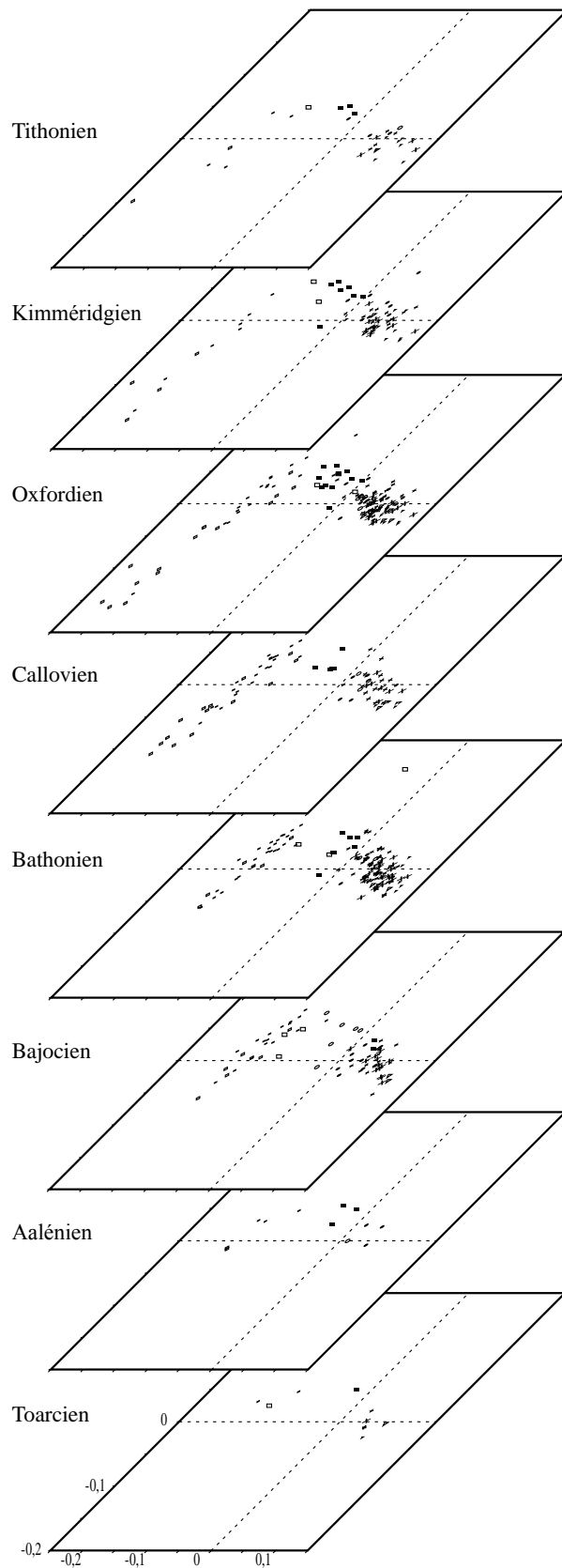
Le cadre phylogénétique de la radiation des oursins irréguliers jurassiques étant connu et relativement bien résolu, à la fois sur la base d'arguments morphologiques et génétiques (Barras 2007, Saucède et al. 2007, Kroh & Smith 2010), il nous est apparu particulièrement intéressant de tester le caractère adaptatif de cette radiation selon les critères aujourd'hui proposés en sciences de l'évolution (Larson & Losos 1996). La diversité et la disparité morphologique de tous les clades indentifiés d'oursins jurassiques ont été analysées sur plus de 37 millions d'années, du Toarcien au Tithonien (de 182,7 à 145 Ma). Au total, 664 espèces ont pu être étudiées à l'échelle de l'étage, sur la base de spécimens types et figurés provenant du monde entier. Cette diversité a été analysée au

regard des contextes paléo-environnements et écologiques connus. Une approche de morphométrie géométrique Procrustes combinant landmarks et semi-landmarks a été utilisée pour décrire et quantifier les variations de forme du test et de la face orale des oursins. Cette approche permet d'analyser à la fois le contour du test, la forme et la position de la bouche sur la face orale. Ces critères morphologiques sont impliqués dans la qualité du fouissage des oursins irréguliers (Kanazawa 1992). Diversité et disparité morphologiques ont été analysées suivant les procédures statistiques proposées par Losos et Miles (2002) et Neige et al (2013).

Les résultats mettent en évidence l'existence de deux radiations évolutives contemporaines au sein des irréguliers jurassiques, celles des sous-clades des Atelostomata et des Neognathostomata, chacune étant associée à une forte diversification fonctionnelle, en accord avec l'hypothèse de radiation adaptative.

- BARRAS C. G. 2007. Phylogeny of the Jurassic to Early Cretaceous "Disasteroid" Echinoids (Echinoidea; Echinodermata) and the origins of Spatangoids and Holasteroids. *Journal of systematic Palaeontology*, **5**, 133–161.
- BARRAS C. G. 2008. Morphological innovation associated with the expansion of atelostomate irregular echinoids into fine-grained sediments during the Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **263**, 44–57.
- GAVRILETS S. 2014. Models of speciation: where Are We Now? *Journal of Heredity*, **105**, 743–755, doi: 10.1093/jhered/esu045.
- KANAZAWA K. 1992. Adaptation of test shape for burrowing and locomotion in spatangoid echinoids. *Palaeontology*, **35**, 733–750.
- KIER P. M. 1974. Evolutionary Trends and Their Functional Significance in the Post-Paleozoic Echinoids. *Journal of Paleontology*, **48**, 1–95.

- KROH A. & SMITH A. B. 2010. The phylogeny and classification of post-Palaeozoic echinoids. *Journal of Systematic Palaeontology*, **8**, 147–212.
- LARSON A. & LOSOS J. B. 1996. Phylogenetic Systematics of Adaptation. 187-220. In Rose M. R. & Lauder G. V. (eds). *Adaptation*, San Diego.
- LOSOS J. B. 2010. Adaptive Radiation, Ecological Opportunity, and Evolutionary Determinism. *The American Naturalist*, **175**, 623–639.
- LOSOS J. B. & MILES D. B. 2002. Testing the hypothesis that a clade has adaptively radiated: iguanid lizard clades as a case study. *The American naturalist*, **160**, 147–57.
- MORLON H. 2014. Phylogenetic approaches for studying diversification. *Ecology Letters*, **17**, 508–525, doi: 10.1111/ele.12251.
- NEIGE P., DERA G. & DOMMERGUES J.-L. 2013. Adaptive radiation in the fossil record: a case study among Jurassic ammonoids. *Palaeontology*, **56**, 1247–1261.
- SAUCÈDE T., MOOI R. & DAVID B. 2007. Phylogeny and origin of Jurassic irregular echinoids (Echinodermata: Echinoidea). *Geological Magazine*, **144**, 333–359.
- SIMPSON G. G. 1953. *The major features of evolution*. New York: Columbia University Press, New York, 434 pp.
- SCHLUTER D. 2000. *The Ecology of Adaptive Radiation*. Oxford University Press, Oxford, 288 pp.
- SMITH A. B. 1984. *Echinoid Palaeobiology. Special Topics in Palaeontology*. Allen & Unwin, London, 190 pp.
- THIERRY J. & NÉRAUDEAU D. 1994. Variations in Jurassic echinoid biodiversity at ammonite zone levels: stratigraphical and palaeoecological significance. 901-909. In David B., Guille A., Féral J.-P. & Roux M. (eds.) *Echinoderms through Time*, Balkema, Rotterdam, 940 pp.



Représentation de la disparité fonctionnelle des oursins jurassiques dans un espace morphologique correspondant au plan formé des deux premiers axes d'une ACP (ci-dessus). La disparité est ici décrite pour la face orale seulement grâce une analyse de contour (méthode des semi-landmarks) et pour une extension temporelle allant du Toarcien au Tithonien. Evolution de cette même disparité fonctionnelle entre étages du Jurassique, du Toarcien au Tithonien (à gauche)

Les excursions des isotopes du carbone du Bajocien inférieur (Jurassique moyen)

Baptiste SUCHERAS-MARX¹, Thierry ADATTE², Guillaume SUAN³, Fabienne GIRAUD^{4,5}, Emanuela MATTIOLI³

¹CEREGE UM34, Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, 13545 Aix-en-Provence, France

²Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, 1015 Lausanne, Switzerland

³UMR CNRS 5276 LGL, Université Claude Bernard Lyon 1, Ecole Normale Supérieure Lyon, Campus de la Doua, 69622 Villeurbanne Cedex, France

⁴Université Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

⁵CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

Le Bajocien inférieur (Jurassique moyen, ~170 Ma) est un intervalle de temps remarquable du Jurassique puisqu'il concentre des changements tectoniques, géochimiques et biologiques. Cependant, cette période de temps reste relativement peu étudiée en comparaison à d'autres pour lesquelles des changements climatiques ont été clairement identifiés.

Cette étude se focalise sur l'intervalle fini-Aalénien à Bajocien inférieur, en partant du constat que cet intervalle de temps est marqué par deux perturbations des isotopes du carbone des carbonates de la roche totale. Afin de mieux cadrer l'origine et l'intensité de ces perturbations, nous avons procédé à des analyses des isotopes du carbone de la matière organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{MO}}$), ainsi que de la concentration de phosphore ([P]) et du carbone issu de la matière

organique (COT) dans le sédiment. Les données proviennent de deux sites d'étude : Cabo Mondego au Portugal (GSSP de la limite Aalénien-Bajocien) et Chaudon-Norante en France (ancien candidat au GSSP de la limite Aalénien-Bajocien et candidat au GSSP de la limite Bajocien inférieur-supérieur).

Le premier constat est que l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ du Bajocien est observée sur l'ensemble de nos sites d'étude, aussi bien sur le carbonate de la roche totale que sur celui de la matière organique. En revanche, l'excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ de la limite Aalénien-Bajocien est plus difficilement observée. La matière organique ne représente qu'un faible pourcentage de la roche totale avec des valeurs comprises entre 0.5% et 1.5%. Le phosphore est, quant à lui, peu abondant à

la limite Aalénien-Bajocien et semble plus abondant au début du Bajocien inférieur.

Sur la base des données isotopiques obtenues sur le carbone, l'excursion positive du Bajocien inférieur semble avoir touché plusieurs réservoirs de carbone principalement océanique et biologique. Nous relierons cette perturbation à une augmentation de la productivité primaire. Celle-ci peut avoir bénéficié de l'augmentation d'apport de nutriments au début du Bajocien inférieur, mais ne permet pas d'expliquer la stabilité de la perturbation dans le temps jusqu'à la transition Bajocien inférieur-supérieur. Plusieurs sources de nutriments sont hypothétiquement possible, principalement en lien avec des forçages océanographiques ou climatiques. Malheureusement, les résultats géochimiques de la bibliographie ne permettent pas de trancher entre ces deux hypothèses. Par contre, l'excursion négative de la limite Aalénien-Bajocien a déjà été reliée à une augmentation du flux de CO₂ volcanique. Cette perturbation, étant moins bien identifiée dans nos résultats, il est difficile d'en confirmer l'origine.

Pour finir, nous souhaitons attirer l'attention sur le fait que l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ du Bajocien inférieur montre de nombreuses similitudes avec celle du Valanginien, autrement appelée « l'événement Weissert ». Le Valanginien

ayant été particulièrement étudié, une meilleure compréhension de l'événement du Bajocien inférieur réside non seulement dans l'apport de données géochimiques, mais également dans une comparaison approfondie de ces deux perturbations du cycle du carbone.

Les grandes progradations du sommet de la Formation de l'Oolithe Blanche à Massangis et Ravières : quelle interprétation paléo-environnementale ?

Benoit VINCENT¹, Benjamin BRIGAUD² & Fabrice GAUMET³

1 – Cambridge Carbonates Ltd., 1 rue de varoux, 21120 Marey-sur-Tille

2 – Université Paris-Sud, UMR-CNRS 8148 Géosciences Paris-Sud, Bât. 504, 91405 Orsay, France

3 – Rue de l'église, 21330 Poinçon-les-Larrey

Les carrières de Massangis et de Ravières-Longchant, respectivement dans le sud de l'Yonne et le Nord de la Côte d'Or, exploitent les Formations d'âge Bathonien de l'Oolithe Blanche et du Comblanchien pour la pierre de taille. Elles montrent dans le sommet de la Formation de l'Oolithe Blanche de grands corps progradants (Figure 1), dont les faciès constitutifs dominants sont des grainstones oolithiques, parfois oobioclastiques, bien triés, majoritairement fins à moyen. Ces progradations sont formées de sigmoïdes d'une hauteur de 15 m environ à Massangis et 10-12 m à Ravières-Longchant, à raccords tangentiels à la base, et parfois tronqués au sommet.

Ces carrières furent l'objet d'études sédimentologiques et diagénétiques dans le cadre de plusieurs Mémoires de Master de l'Université de Bourgogne dans les années 80-90, mais le furent toujours séparément du fait de l'aspect appliqué local des travaux, financés par le groupe Rocamat

pour la plupart. Par conséquent, l'interprétation de ces corps progradants est toujours restée floue. Certains y ont même vu une bordure de plate-forme (R. Jan du Chêne, 1998, comm.perso.), ce qui est peu réaliste vue leur épaisseur, et totalement incompatible avec le profil de rampe homoclinale de la plate-forme en Bourgogne ou Haute-Marne au Bathonien (Gaumet, 1997 ; Brigaud *et al.*, 2009).

Récemment, l'intérêt nouveau porté à la Formation de l'Oolithe Blanche, notamment pour le stockage de CO₂ (*e.g.* Brosse *et al.*, 2002), a entraîné la réalisation de nouvelles études, plus orientées sur des problématiques pétrophysiques (Makhloufi *et al.*, 2013 ; Casteleyn *et al.*, 2010). Toutefois, ces travaux furent le lieu d'une réévaluation du cadre sédimentologique et stratigraphique de la transition entre les Formations de l'Oolithe Blanche et du Comblanchien. Notamment, les grands corps progradants du sommet de l'Oolithe Blanche sont interprétés comme des grands



Figure 1 : Grandes progradations de grainstone oolithique dans les carrières de Massangis (gauche) et Ravières-Longchant (droite)

lobes 3D se formant dans l'axe de chenaux de marée coupant à travers des shoals très peu profonds, séparant une zone peu profonde dominée par les marées et la mer ouverte (Figure 2). Une synthèse des observations réalisées est proposée afin de réévaluer les modèles de dépôt récemment publiés. En premier lieu, un point important à considérer est la hauteur initiale des corps progradants avant compaction (mécanique et chimique), qui est environ le double de la hauteur actuelle. (*e.g.* Flügel, 2004 et références). Les paléobathymétries proposées dans les modèles sédimentologiques ci-dessus sont donc sous-estimées, et par conséquent, la rupture de pente sur la mer ouverte aurait dû être bien plus marquée, ce qui est peu compatible avec un profil de rampe homoclinale. Les directions principales des pendages des sigmoïdes, mesurées dans les

carrières de Massangis (35°N, 20° inclinaison) et Ravières-Longchant (40°N, 16° inclinaison) sont extrêmement régulières. De plus, un point important est le remplacement de ces corps progradants et leurs équivalents latéraux dans un cadre stratigraphique plus large. En utilisant les travaux de Garcia & Dromart (1996) sur les niveaux repères à brachiopodes, et en se basant sur les le cadre séquentiel de Gaumet (1997), il est possible d'intégrer les affleurements de Massangis et Ravières dans un cadre stratigraphique plus large à l'échelle de la plate-forme carbonatée bourguignonne, et de mieux comprendre le développement de ces géométries progradantes. Grâce à cette intégration dans un cadre stratigraphique régional, il apparaît qu'une interprétation alternative pour ces grands corps progradants serait celle de dunes tidales sous-marines géantes se

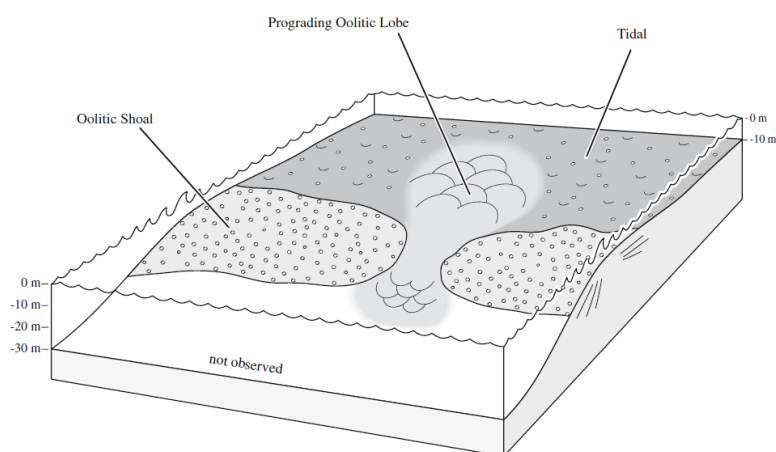


Figure 2 : Interprétation paléo-environnementale au sommet de la Formation de l'Oolithe Blanche (Makhloufi et al., 2013). Les grandes progradations de Massangis et Ravières seraient des sortes de « flood delta » ou « large washovers » (flèche rouge)

développant sur un banc relativement profond pendant une phase d'enneigement limitée, mais généralisée, de la plate-forme bourguignonne. De telles dunes, dont certaines avec des dimensions proches de celles des géométries bathoniennes, existent dans le domaine clastique (Banc du Four, Franzetti *et al.*, 2014 ; Banc de la Schôle, <http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/sedimentologie/dunes-sous-marines/>), mais également en domaine carbonaté (*e.g.* Malikides *et al.*, 1988).

BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.-F., VINCENT, B., PUCEAT, E., THIERRY, J. ET TROUILLER, A., 2009. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*. 222, 181-206

BROSSE, E., BADINIER, G., BLANCHARD, F., CASPARD, E., COLLIN, P.Y. et al., 2010. Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO₂ storage in the Paris

Basin (PICOREF). *Oil and Gas Science and Technology* 65 (3), 375–403.

CASTELEY, L., ROBION, P., COLLIN, P.-Y., MENÉNDE, 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). *Sed. Geol.* doi:10.1016/j.sedgeo.2010.07.003.

GAUMET, F., 1997. Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonates. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. Thèse de Doctorat de l'Université Claude Bernard Lyon 1, 245p.

GARCIA, J-P. & DROMART, G., 1997. The validity of 2 biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations : brachiopod zones and marker beds in the Jurassic. *Sed. Geol.* 114, 55-79.

MAKHOULFI, M., 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*, 48, 323-340.

MALIKIDES, M., HARRIS, P. T., JENKINS, C. J. & KEENE, J. B., 1988. Carbonate sandwaves in Bass strait. *Australian Journal of Earth Sciences*, 35, 3, 303-311.

Evolution d'une Plate-forme Carbonatée : Le Jurassique du Domaine Sud Sétifien et des Régions Limitrophes (NE Algérien)

El Hadj YUCEF BRAHIM¹, Mohamed CHADI² & Rami DJEFFAL³

¹Université Hadj Lakhder Batna / wahidyb@yahoo.fr

²Ecole Normale Supérieure ENS Constantine / chadi43@yahoo.fr

³Université Hadj Lakhder Batna / djeffalrami@gmail.com

L'étude sédimentologique et la corrélation des séries jurassiques, sur la bordure septentrionale du domaine atlasique, à partir de quelques coupes, ont permis de mettre en évidence la physiographie de la plate-forme durant cette période géologique et d'individualiser trois ensembles stratigraphiques. En se fondant sur les données obtenues à partir de la lithophase et de la biophase, il apparaît que le milieu de dépôts évolue entre le supratidal et le marin ouvert. Les variations brutales des faciès et des épaisseurs sont directement liées à la physiographie du fond marin organisé dès le Lias en zones hautes et zones effondrées.

Livret-guide de l'excursion géologique du jeudi 09 Avril:

1. La carrière de Pouillenay (Christophe DURLET)
2. La coupe stratotypique de Semur-en-Auxois (Jean-Louis DOMMERGUES & Pascal NEIGE)
3. La carrière de Massangis (Pierre-Yves COLLIN)

Le Bajocien de la carrière de Pouillenay (Côte d'Or): une coupe de référence pour le sud-est du Bassin de Paris et le Seuil de Bourgogne

Christophe DURLET

UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 2100 Dijon

1 - Introduction

Située à 45 km à l'ENE de Dijon, non loin du Morvan, la carrière de Pouillenay est sans doute la meilleure coupe de référence pour la biostratigraphie et la lithostratigraphie du Bajocien du sud-est du Bassin de Paris et du Seuil de Bourgogne. Ses fronts de taille exposent non seulement les divers faciès emblématiques de la *Formation des Calcaires à entroques et polypiers* du Bajocien inférieur, mais aussi ceux, marneux et calcaires, du Bajocien supérieur, autrefois regroupés sous le terme abandonné de *Vésulien*. Cette carrière offre également un bel aperçu des architectures sédimentaires et des variations latérales de faciès qui affectent le Bajocien inférieur. Ces atouts ont depuis longtemps motivé des recherches géologiques, notamment de la part des géologues bourguignons, offrant un set de données diversifiées : biostratigraphie, sédimentologie, géochimie et diagenèse. Jacques Thierry, professeur à l'Université de Bourgogne, fut l'un de ces acteurs. Avec émotion, je lui dédie cette visite du GFEJ.



Figure 1 – Localisation de la carrière de Pouillenay, en bordure de la cuesta bajocienne, non loin de l'oppidum d'Alésia et du bourg médiéval de Flavigny sur Ozerain.

2 - Localisation de la carrière et bref historique des recherches

La carrière de Pouillenay (47,4965°N, 4,4731°E, carte géologique à 1/50.000ème Semur-en-Auxois) s'ouvre à l'ouest du Seuil de Bourgogne, en Côte d'Or, dans la région de l'Auxois. Elle entaille la pointe nord d'une butte témoin de la cuesta bajocienne à 1,5 km au sud du village de Pouillenay (fig. 1). Depuis des siècles, les encrinites du Bajocien inférieur y sont exploitées

comme pierre de taille, autrefois incongruement appelée: *granit de Pouillenay* ! La cité antique d'Alésia (actuellement Alise-Sainte-Reine) n'étant située qu'à 4.5 km au nord de la carrière, il est possible que cette carrière ait existé dès l'époque gallo-romaine, lors de la romanisation de l'ancien oppidum et donc de la construction, du premier au troisième siècle après JC, de ses nombreux édifices en petit et grand appareil. Actuellement cette carrière est exploitée par la

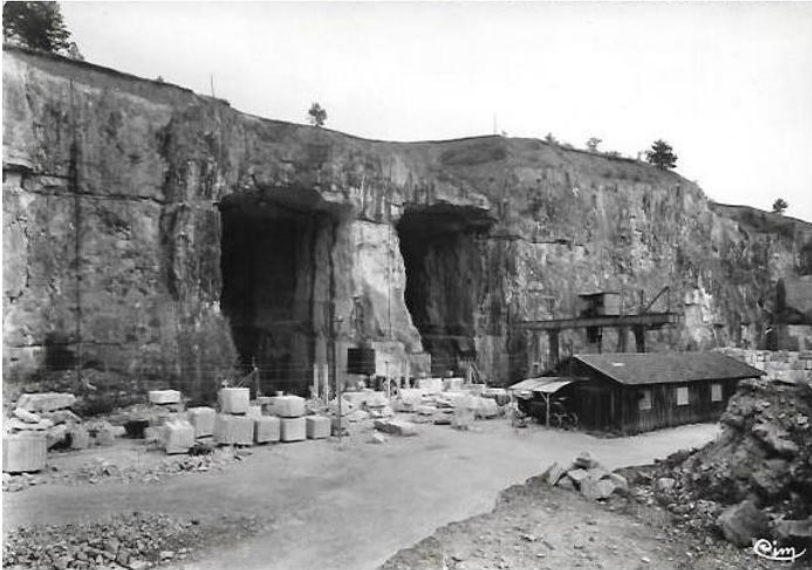


Figure 2 – La carrière de Pouillenay dans les années 70-80, avec ses extensions souterraines. Le toit des cavités est constitué par le membre des Calcaires à polypiers.

société Rocamat qui nous a autorisé, et nous l'en remercions, l'accès au site.

La configuration actuelle de l'exploitation (et des forages carottés qui lui sont associés) offre une coupe continue de 55 mètres de hauteur qui permet d'observer dans de très bonnes conditions les principaux membres lithostratigraphiques du Bajocien inférieur et supérieur. Seule la partie inférieure de certains fronts de taille, constituée par des encrinites pures est exploitée. Au vingtième siècle, l'épaisseur des morts terrains avait entraîné un début d'exploitation souterraine (fig.2), mais ce mode d'extraction est actuellement abandonné et les cavités ont été détruites par l'avancement du principal front de taille. Le plancher de la carrière se situe à 17 mètres au-dessus des marnes du Toarcien, mais des forages carottés (fig. 3) ont permis d'observer la partie non mise à jour du Bajocien inférieur, et peut-être de l'Aalénien supérieur.

L'établissement de la succession des unités sédimentaires et leur dénomination dans la carrière de Pouillenay revient à J.J. Collenot (1873). Depuis, cette carrière est devenue une référence pour la connaissance des séries bajociennes du Seuil de Bourgogne. Au fil des ans, cette carrière a été mainte fois décrite et interprétée (Daulin, 1969 ; Rat, 1970 ; Rat &

Daulin, 1970; Dumanois, 1982 ; Morestin, 1986 ; Floquet *et al.*, 1992 ; Durllet, 1996 ; Thierry *et al.*, 1997 ; Vincent *et al.*, 1997 ; Jacquin *et al.*, 1998 ; Pellenard *et al.*, 1998 ; Durllet *et Thierry*, 2000, Durllet *et al.* 2001). L'interprétation sédimentologique et séquentielle proposée ci-après, est le fruit de ces travaux, mais profite également d'observations récentes, pour l'heure non publiées, qui modifient certaines attributions.

3 – Description et analyse séquentielle

Séquences Aa2 ?, Bj I ? et Bj II ?

En 1994, la société Rocamat a réalisé un sondage carotté à partir du plancher de la carrière; à -17 m, il a atteint le toit des "Marnes toarciennes" (Durllet, 1996), complétant les observations faites sur un autre sondage carotté qui n'avait pas atteint ces marnes (Morestin, 1986).

La succession des faciès et la présence de deux discontinuités (surfaces perforées) conduit à y distinguer trois séquences de dépôt de troisième ordre (*sensu* Jacquin *et al.*, 1998). Malgré l'absence de marqueurs biostratigraphiques dans ces carottes, une comparaison avec d'autres sites de la région ayant livré des ammonites (Joly, 1948 ; Mouterde, 1953 ; Tintant, 1963 ; Daulin, 1969 ; Jacquin *et al.*, 1985 ; Durllet, 1996) permet de supposer la présence de l'Aalénien. La première séquence (Aa2 ?), probablement aalénienne et contenant la zone à Concavum, scelle une discontinuité érosive affectant le toit des marnes toarciennes. Elle débute par des faciès mixtes, détritiques et carbonatés : micro-conglomérat à huîtres, puis grès, puis siltites (fig. 4). Cette configuration, rarement visible dans les affleurements naturels de la région, est attribuée à la fois à un bas niveau marin de deuxième

ordre et surtout à une surrection tectonique associée à l'ouverture de l'Atlantique, traduite sous forme de la discontinuité mi-cimmérienne (Durllet *et al.*, 1997 ; Jacquin *et al.*, 1998). Les séquences suivantes (Bj I ? et Bj II ?) sont

essentiellement bioclastiques et se terminent toutes deux par des grainstones bioclastiques coiffés par des surfaces perforées sans indices d'émergence. Voir Durllet (1996) pour leur description détaillée.

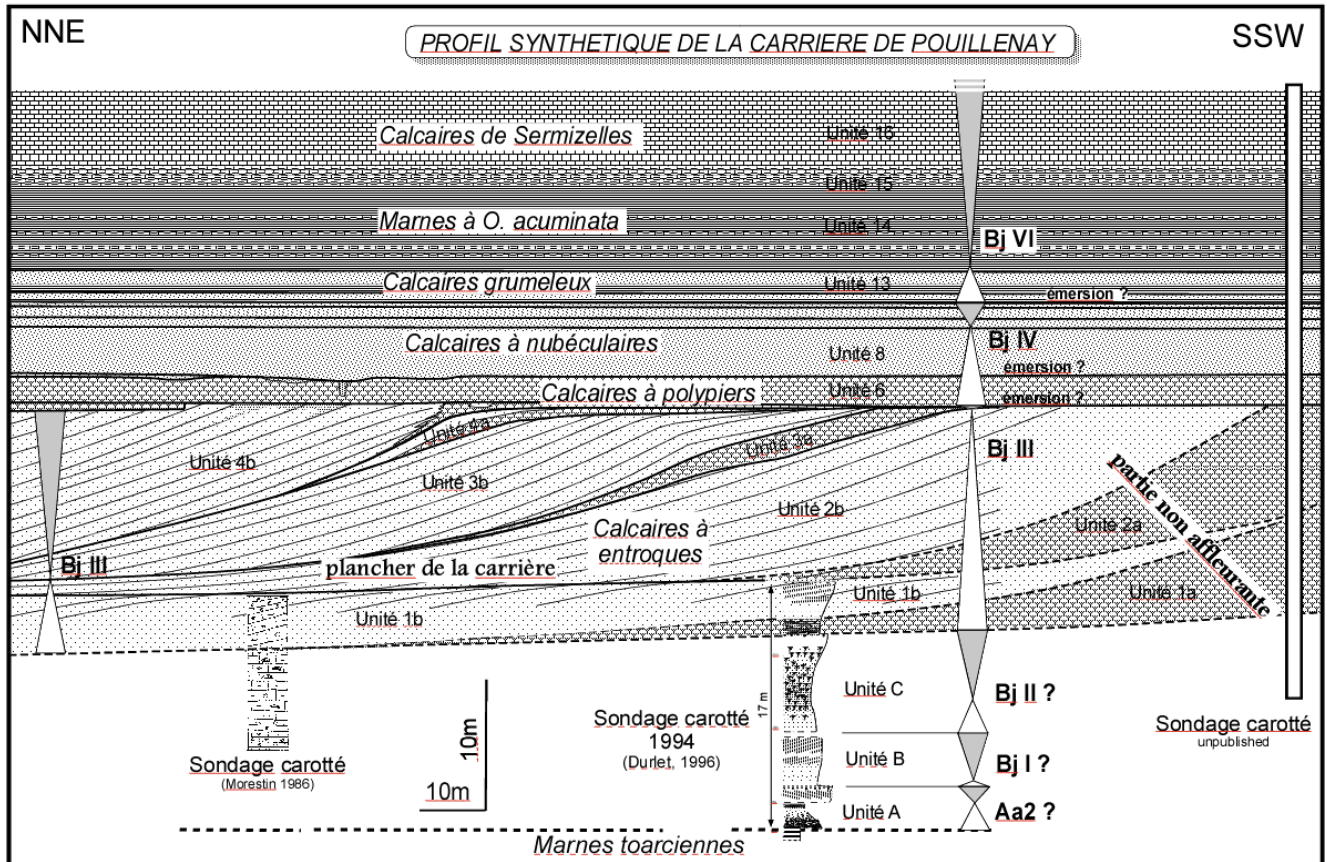


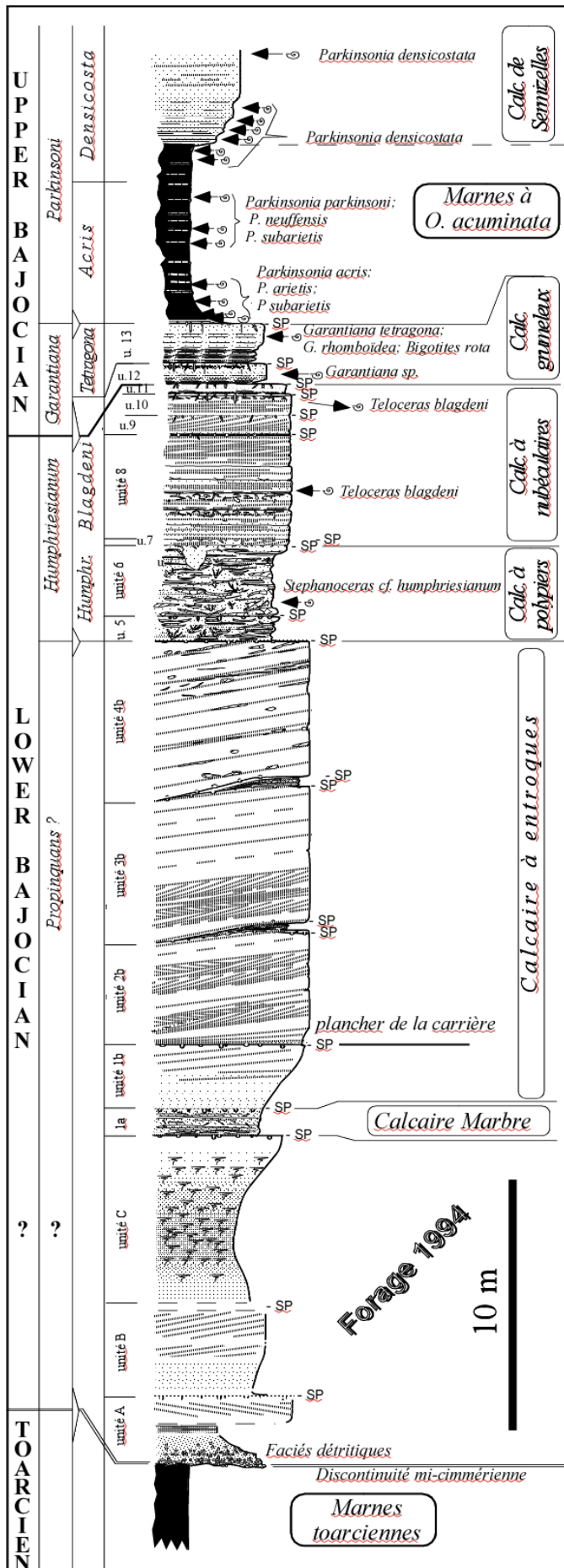
Figure 3 - Profil synthétique orienté NNE - SSW montrant l'architecture générale des dépôts de la carrière de Pouillenay. Découpage en unités sédimento-diagénétiques, modifié selon la description de Durllet (1996). Interprétation séquentielle mise à jour en 2015.

Séquence Bj III

Débutant à quelques mètres sous l'actuel plancher de la carrière, et se prolongeant sur les 10 premiers mètres des fronts de taille, cette séquence englobe les encrinetes exploitées pour la pierre de taille. Elle montre un remarquable dispositif aggradant puis progradant, et une non moins remarquable alternance entre des faciès coralliens bioconstruits (unités 1a, 2a, 3a et 4a) et des encrinetes (unités 2b, 3b, 3b et 4b). Ces dernières peuvent être soit pures, soit mêlées à des polypiers rarement en position de vie. Chaque unité est séparée par une surface perforée associée à des cimentations sous-marines. La discontinuité sommitale, elle aussi soulignée par une surface perforée, marque un aplanissement net du relief sous-marin et tronque

des ciments de calcite faiblement magnésienne qui ont vraisemblablement une origine météorique.

Le forage carotté réalisé au début des années 2000 au sud de la carrière (fig. 3) montre, à cet endroit, la présence exclusive de faciès coralliens bioconstruits, et par conséquent l'absence d'encrinetes. Sur le flanc nord-est des progradations, la partie basse des unités coralliennes est riche en marnes et en micrites, sans indices d'agitation forte. Par comparaison avec d'autres sites du Seuil de Bourgogne, où les paléoreliefs sont mieux exposés (Durllet *et al.*, 2001), il apparaît que les progradations encrinetiques et coralliennes de la carrière de Pouillenay correspondent à des dépôts sur le flanc abrité (par rapport à la houle ?) d'un haut fond corallien. La pureté des encrinetes,



notamment au sein des unités exploitées 2b et 3b, s'explique par l'allochtonie des légers fragments de crinoïdes, concentrés ici par les courants, à l'abri derrière un relief. L'alternance de périodes coralliennes et crinoïdiques forme quatre séquences de quatrième ordre et pourrait correspondre, par exemple, à une alternance entre des eaux oligotrophiques et mésotrophiques (Piuz, 2004). Toujours par équivalence régionale, cette séquence Bj III peut être attribuée à la zone à Humphriesianum du Bajocien inférieur.

Figure 4 – Log de la partie centrale de la carrière de Pouillenay, avec unités sédimento-diagénétiques, lithostratigraphie et biostratigraphie.

Séquence Bj IV

La séquence Bj IV correspond aux membres des Calcaires à polypiers *sensu stricto* et à celui des Calcaires à nubéculaires. Les paléoreliefs visibles dans la séquence sous-jacente sont comblés et nivelés, d'où une stratonomie sub-horizontale et régulière. La séquence débute par des dépôts coralliens bioconstruits (unités « amalgamées » 5, 6 et 7). Le caractère moins profond de ces boundstones, par rapport à ceux des unités 2a, 3a et 4a où prédominent des coraux de milieux relativement profonds (notamment *Periseris elegantula*), est renforcé par leur spectre faunique qui montre, de bas en haut, une diminution très sensible de *P. elegantula* (déterminations B. Lathuillère). Ces boundstones sont coiffés par une surface nettement érosive, avec des sillons, associée à la fois à des cimentations sous-marines et à une précipitation de calcite faiblement magnésienne pouvant résulter d'une nouvelle émergence. Cette discontinuité est peut-être l'expression du maximum de régression de la séquence Bj IV. Au-dessus, se superposent quatre séquences de quatrième ordre (unités 8 à 11) principalement constituées par des packstones et des grainstones à oncoïdes de nubéculaires qui ont livré plusieurs exemplaires de *Teloceras blagdeni*, de la fin de la zone à Humphriesianum. Les deux premières sont coiffées chacune par une surface perforée marquée par des cimentations strictement sous-marines. La dernière est coiffée par une surface

perforée qui recoupe des ciments de calcite faiblement magnésienne, vraisemblablement d'origine météorique. Cette discontinuité est

considérée comme la discontinuité vésulienne (Durllet, 1996 ; Jacquin et al., 1998; Durllet et Thierry, 2000).

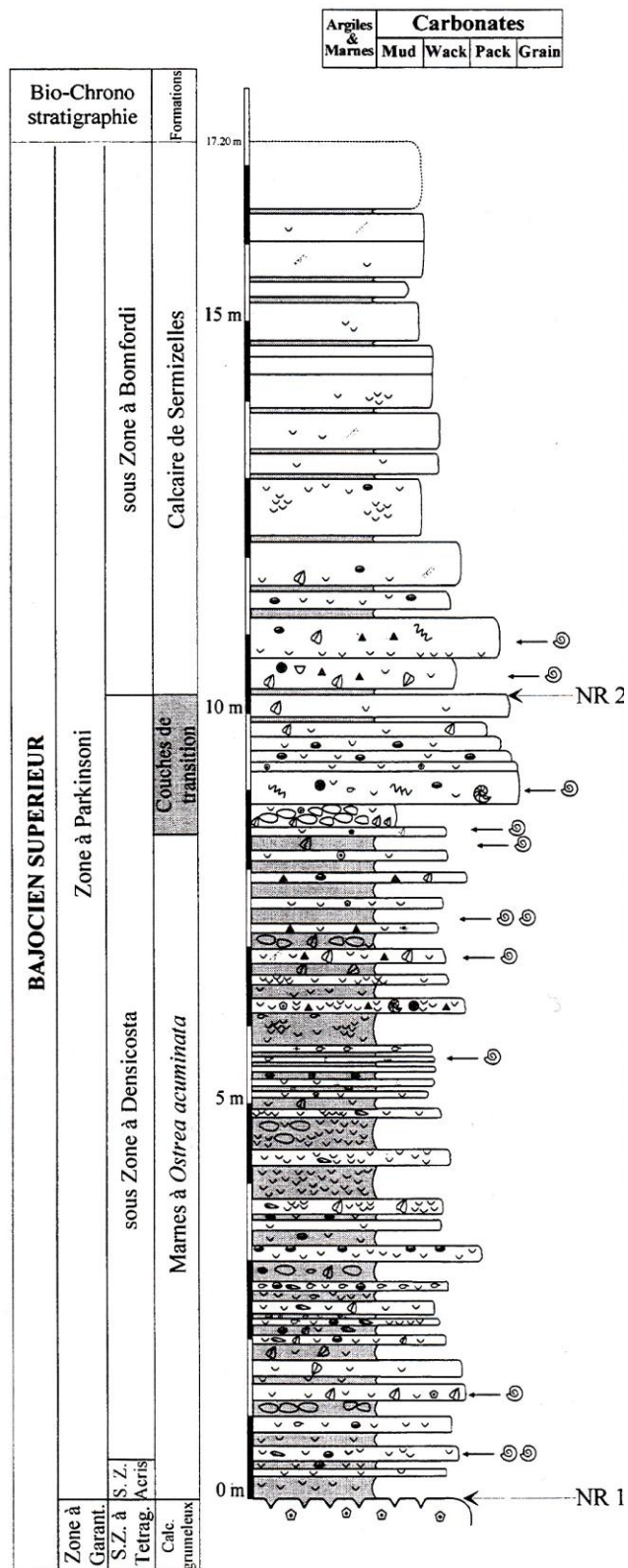


Figure 5 - Détail de la série des Marnes à *Ostrea acuminata* et des calcaires de Sermizelles, avec attributions biostratigraphiques de la carrière de Pouillenay (Pellenard et al., 1998).

Séquence Bj VI

En l'absence d'ammonites indiquant la présence de la zone à *Subfurcatum*, la séquence suivante (Bj VI) marque la fin d'un hiatus sédimentaire relativement long. Deux séquences de quatrième ordre, correspondant aux unités 12 et 13) forment la base de cette séquence. Elles débutent toutes deux par des calcaires argileux à bryozoaires et échinodermes, suivis par des packstones/grainstones à gros oncoïdes de nubéculaires, à l'origine du terme de *calcaires grumeleux* historiquement attribué à ce membre. Les surfaces perforées qui coiffent ces deux unités sont strictement sous-marines. Les ammonites et les brachiopodes, nombreux, indiquent la zone à *Garantiana* du Bajocien supérieur.

La suite de la séquence est formée par la Formation des Marnes à *Ostrea acuminata* (unités 14 et 15), puis par les Calcaires de Sermizelles (unité 16), qui ont également livré une abondante faune d'ammonites et de brachiopodes de la zone à Parkinsoni de la fin du Bajocien supérieur. Les sous zones à Acris, Densicosta et Bonfordi y sont différenciables (figs. 4 et 5). Ici, la faune et les faciès (voir Durllet, 1996 ; Pellenard et al., 1998) indiquent des milieux distaux, de type offshore supérieur, sans cimentations syngénétiques et donc sans surfaces perforées.

Références bibliographiques

- COLLENOT J.J. (1873). - Description géologique de l'Auxois, Verdout édit., 660 p.
- DAULIN J.L. (1969). - Les calcaires du Bajocien de Bourgogne. Stratigraphie, sédimentologie. Thèse de l'université de Dijon, 134p.
- DUMANOIS A. (1982). - Les huîtres des marnes à *Ostrea acuminata* et leur signification (Bajocien supérieur de Bourgogne, France). Thèse 3ème cycle géologie, Université de Dijon, 154 p.
- DURLET C. (1996). - Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des "Calcaires à entroques" du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). Thèse Université de Bourgogne, 444 p.
- DURLET C., JACQUIN T. & FLOQUET M. (1997). - Extensional syndimentary tectonics during Aalenian and Bajocian on the Burgundy High (France). *C. R. Acad. Sci.*, 324, 1001-1008.
- DURLET C. & THIERRY J. (2000). - Aalenian and Bajocian depositional sequences on the Burgundy High (France), *Bul. Soc. Geol. France*, 171, 327-329.
- DURLET, C., LATHUILIERE, B., AYCARD, M., (2001). Reef geometries and facies in Bajocian limestones of the Burgundy High (France): environmental and sequence stratigraphy interpretations. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 94, 1-11.
- FLOQUET M., GARCIA, J.P., THIERRY J., & VAIL P. (1992). - Sequence stratigraphy of the middle Jurassic in Burgundy. In: JACQUIN T. (edit), *Guide book for a field trip in conjunction with international symposium "Sequence Stratigraphy of European basins"*; CNRS-IFP, Dijon, May 17-20th 1992, 196 p.
- JACQUIN T., MORESTIN B. & THIERRY J. (1985). - Découverte et caractérisation paléontologique et sédimentologique de l'Aalénien supérieur et du Bajocien inférieur dans le Centre Nord de la Côte-d'Or. *Bull. Sci. Bourgogne*, 38 (1-2) : 1-9.
- JACQUIN, T., DARDAU, G., DURLET, C., DE GRACIANSKY, C. & HANTZPERGUE, P., (1998). -The north sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western europe. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. In: *de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), SEPM Special publication 60*, 445-466.
- JOLY J. (1948). - A propos de la zone à "Ammonites murchisonae" dans l'Auxois. *Bull. Sci. Bourgogne*, C.R. X (1946-47) : 15-16.
- MORESTIN B. (1986). - Sédimentation et diagenèse dans le calcaire à entroques de Bourgogne. Thèse 3ème cycle, Univ. Bourg., 174 pp.
- MOUTERDE. R. (1953) - Études sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif Central Français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 236. 521 p.
- PELLENARD P. THIRY-BASTIEN P., THIERRY J. & VINCENT B. (1998). - Approche sédimentologique du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur du nord-ouest de la Bourgogne (sud-est du bassin de Paris) : dynamique sédimentaire et reconstitution paléogéographique d'un secteur d'une plate-forme carbonatée péri-téthysienne. *Géologie de la France*, 1, 21-38.
- PIUZ A. (2004) Micropaléontologie d'une plateforme bioclastique équidodermique : les calcaires à entroques du Bajocien du Jura méridional et de bourgogne. Thèse de l'université de Genève. 267p.
- RAT P. (1970). - Crinoïdes, Madréporaires et Nubéculaires dans la genèse du "Calcaire à entroques" bajocien du SE du Bassin parisien. In: *"Journées d'études en Basse-Bourgogne" Association des Sédimentologistes français, Groupes D: Facteurs écologiques des sédiments*, 10-11 Avril 1970; Sédimentation récifale et subrécifale fossile, Livret-guide, 15 p.
- RAT P. & DAULIN J.-L. (1970). - Courants d'étalement du matériel bioclastique dans le Bajocien de Bourgogne. *C.R. som Soc. géol. Fr.*, 2, 62-63.
- THIERRY, J., DURLET, C., BAUDIN, F., FAUCONNIER, D., MARCHAND, D., NEIGE, P., RUGET, C. & VINCENT, B. (1997). - La carrière de Pouillenay (Côte d'Or) : étude stratigraphique intégrée (biostratigraphie, chronostratigraphie, sédimentologie, diagenèse, géochimie et analyse séquentielle) d'une coupe historique de référence pour le Bajocien du Nord-Ouest de la Bourgogne (bordure Sud-Est du bassin de Paris). *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon*, 10, 219-248.
- TINTANT H. (1963). - Observations stratigraphiques sur le Jurassique moyen de la Côte-d'Or. *Bull. Sci. Bourg.*, XXI : 93-117.
- VINCENT B., EMMANUEL L., LOREAU J.-P. & THIERRY J. (1997) - Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignone (France) au Bajocien - Bathonien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, sér. IIA, 325 : 783-789.

The Sinemurian of Burgundy and the d'Orbigny's historical type locality for the Sinemurian stage: Semur-en-Auxois (Côte-d'Or, France)

Jean-Louis DOMMERGUES & Pascal NEIGE

UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 2100 Dijon

1. Introduction

The Sinemurian, second stage of the Jurassic system, was introduced by d'Orbigny in his "Cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphique" (Orbigny 1849, p. 157). The term, Sinemurian, is derived from "Sinemurium" the Roman name for Semur-en-Auxois a small town in Burgundy (Côte-d'Or) surrounded by rather rich fossiliferous deposits of Lower Sinemurian age (Fig. 1, Pl. 1-2). D'Orbigny's founding works were followed by Collenot (1873, 1879), a geologist from Semur-en-Auxois which propose a relevant subdivision at the zonal level of the Jurassic series of the Auxois (including the Sinemurian). The exact locations of the historical fossiliferous outcrops of the nineteenth century studied by d'Orbigny and Collenot, are long forgotten. More recently Mouterde (1953, p. 227-234), Mouterde & Tintant (1961, 1964, 1980) have found, studied then designated some new good sections, which crop out along the railway, leading from les Laumes (Côte-d'Or) to Avallon (Yonne) via Semur-en-Auxois, as references for the historical type area. Subsequently, Corna & Mouterde (1988) then Dommergues (1993) have detailed the ammonite succession of the Lower and Upper Sinemurian, respectively, in the two "type" sections designated by Mouterde & Tintant (1980). These works have shown that, if the succession in the historical type area is of major importance for the knowledge of stage, it is unfortunately obviously incomplete or unclear, especially at both basis and top. Therefore, none section close to Semur-en-Auxois, and more generally

in eastern France, fulfils the requirements for a suitable stratotype (Remane *et al.*, 1996). Currently, the Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (GSSP) is situated in the costal cliffs north of the village of East Quantoxhead close to Watchet in West Somerset (southwestern England) (Bloos & Page, 2002). Meanwhile, the Sinemurian series in the historical type area of Semur-en-Auxois and in also in other localities of Burgundy and eastern France constitute an essential reference for the Sinemurian in northwestern Europe.

As in many areas in France (e.g., Burgundy, Lorraine, Jura, Lyon area, Paris Basin) and also in Luxembourg the main and the most obvious Lower Sinemurian facies is a bedded dark blue grey bioclastic limestone with often many *Gryphaea* (= "Calcaire à gryphées arquées" in the French literature). These compact and hard limestones are commonly interbedded by centimetric to decimetric marly intercalations which also frequently contain numerous *Gryphaea* (i.e., *Gryphaea arcuata* Lamarck, 1801 in the Lower Sinemurian, *Gryphaea maccullochii* J. de C. Sowerby, 1829 in the Upper Sinemurian and higher *Gryphaea gigantea* J. de C. Sowerby, 1823 in the Upper Pliensbachian) (Hallam, 1968, 1982; Nori, 1999; Nori & Lathuilière, 2003) (Fig. 2). The irregular lower and upper surfaces of the commonly decimetric to pluridecimetric beds are usually strongly undulated and the stacking pattern can be confuse if marly intercalations are reduced and/or missing. The presence of more or less chalky phosphates is not rare in these neritic facies of distal platform but they

often become abundant in the usually condensed Upper Sinemurian, as for example in Semur area (i.e., "Ménétoy section") (Forest *et al.* 1999). In addition of the numerous emblematic *Gryphaea*, the Sinemurian "Calcaire à gryphées" yield also rich and diversified benthic faunas of bivalves (e.g., the large *Plagiostoma gigantea* J. Sowerby, 1814 and pectinids) and brachiopods as for example the late spiriferid: *Spiriferina walcotti* (Sowerby, 1822) (Pl. 3D). The nektonic fauna is widely represented by a rich and diversified ammonite faunas and by some nautilids (e.g., *Cenoceras* ssp.).

2. Semur-en-Auxois

Age: Early Jurassic, Lower Sinemurian (Bucklandi and Semicostatum Chronozones).

Location: Small artificial cliffs along the Les-Laumes—Avallon railway, about 1.5 km WSW to the city center of the small town Semur-en-Auxois (Côte-d'Or) (Fig. 1, 3).

Geological and palaeontological framework

As proposed by Mouterde & Tintant (1980) the Sinemurian in the d'Orbigny's historical type locality of Semur-en-Auxois must be observed in two distinct but complementary sections which both crop out along the Les-Laumes—Avallon railway, some kilometres west to the town of Semur-en-Auxois. These two outcrops, "Semur section" and "Ménétoy section" (Fig. 3), show the lower-middle and the upper parts of the series, respectively. A reconstituted complete section (lithographic columns [erosion profiles] and ammonite faunal succession) is illustrated in Figure 4 but the parts of the series which can be observed in the "Semur section" and "Ménétoy section" are clearly indicated. The numbers of the beds

which can be observed in the "Semur section" are indicated in bold on a grey background. Only the "Semur section" is visited during the field trip.

The lower part of the Sinemurian series (Rotiforme and Conybeari Subchronozones) and the uppermost beds of the Hettangian have been observed in the "Semur section" Corna & Mouterde (1988) but they are currently covered by debris. On the contrary, the Bucklandi, Lyra, Scipionianum and Sauzeanum Subchronozones are well exposed and can yield rich benthic (e.g., Bivalves, Brachiopods) and pelagic (Ammonites, nautilids) faunas. *Gryphaea* (i.e., *G. arcuata*) and various large, but unfortunately often broken, Arietitidae (chiefly *Coroniceras* s.l., e.g., *C. multicoatum* [J. de C. Sowerby, 1824], *C. gr. lyra* Hyatt, 1867-charlesi Donovan, 1955) are the most noticeable fossils (Pl. 1B, C). Some Schlotheimiidae (e.g. *Angulaticeras* (*Sulciferites*) ssp. are also sometime of very large size (Pl. 2A). Many ammonites formerly collected in the Semur-en-Auxois area are studied and illustrated in the literature (e.g., Guérin-Franiatte 1966, 1990; Fischer, 1994) (Pl. 1-2) but a palaeontological monograph remains to do. If on excepts the evident and attractive large ammonites, the section is also very interesting for the presence of numerous small species (e.g., *Arnioceras* ssp.) (Pl. 1D), often difficult to extract from the compact limestones, but sometime very interesting in stratigraphical, palaeobiogeographical and/or palaeobiological terms. *Tragolytoceras* (?) *circumdatum* (Martin, 1859) (Holotype from Champlong close to Semur-en-Auxois), a rare Lytoceratoidea which is strictly located in the bed 90 of "Semur section" (Fig. 4, Pl. 1A), is a good example of such a poorly known but interesting small Sinemurian ammonites (Dommergues, 2002).

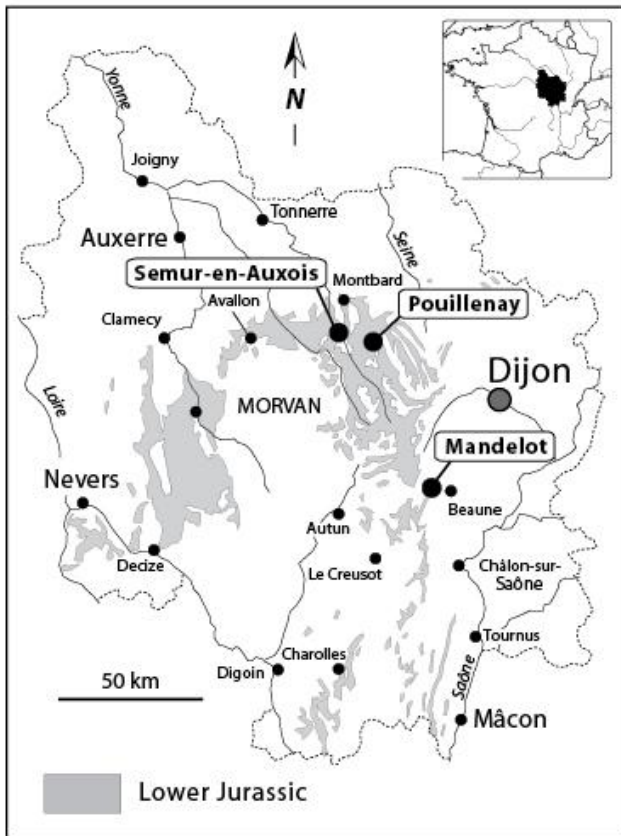


Fig. 1: Sketch map showing the locations of the three fossiliferous localities selected for the field trip: Mandelot, Semur-en-Auxois and Pouillenay (Côte-d'Or). They are programmed in this order. Outcrops of the Lower Jurassic in Burgundy are suggested in grey.

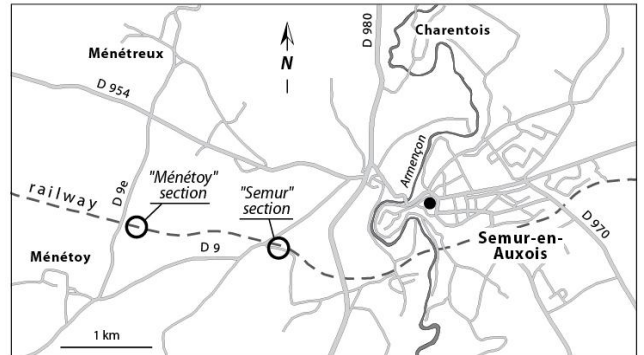


Fig. 3: Sketch map showing the locations of the two distinct but complementary sections proposed by Mouterde & Tintant (1980) for the d'Orbigny's stage historical type locality of Semur-en-Auxois. These two outcrops, "Semur section" and "Ménétoy section", are located along the Les-Laumes—Avallon railway, some kilometres west to the town of Semur-en-Auxois (Côte-d'Or). Only the "Semur section" is selected for the field trip.

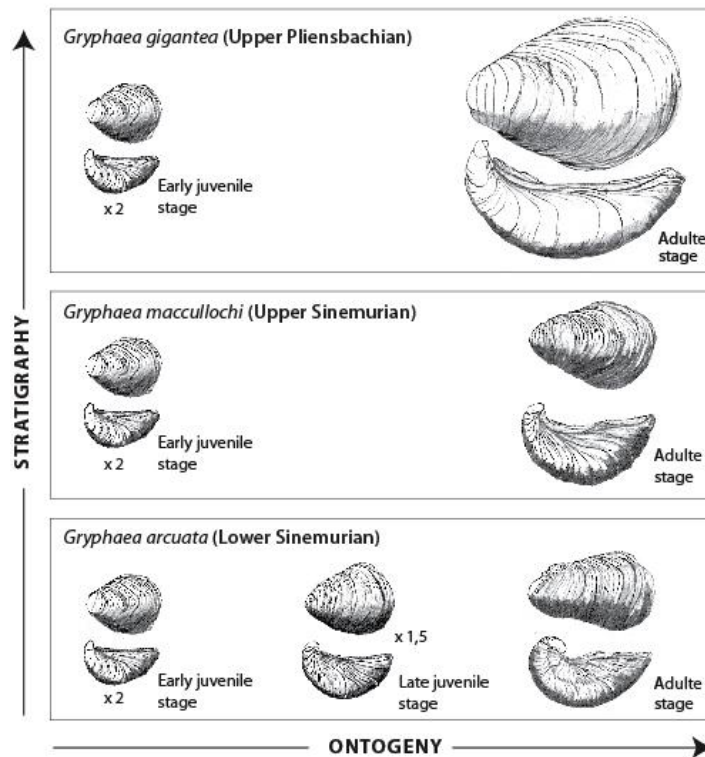


Fig. 2: Relationship between ontogeny and stratigraphy (= phylogeny ?) of *Gryphaea arcuata*, *G. maccullochi* and *G. gigantea* in the NW European Lower Jurassic. From Hallam (1982) and Nori (1999) modified. If phylogeny matches with stratigraphy, this series is clearly a pedomorphocline *sensu* McNamara (1982).

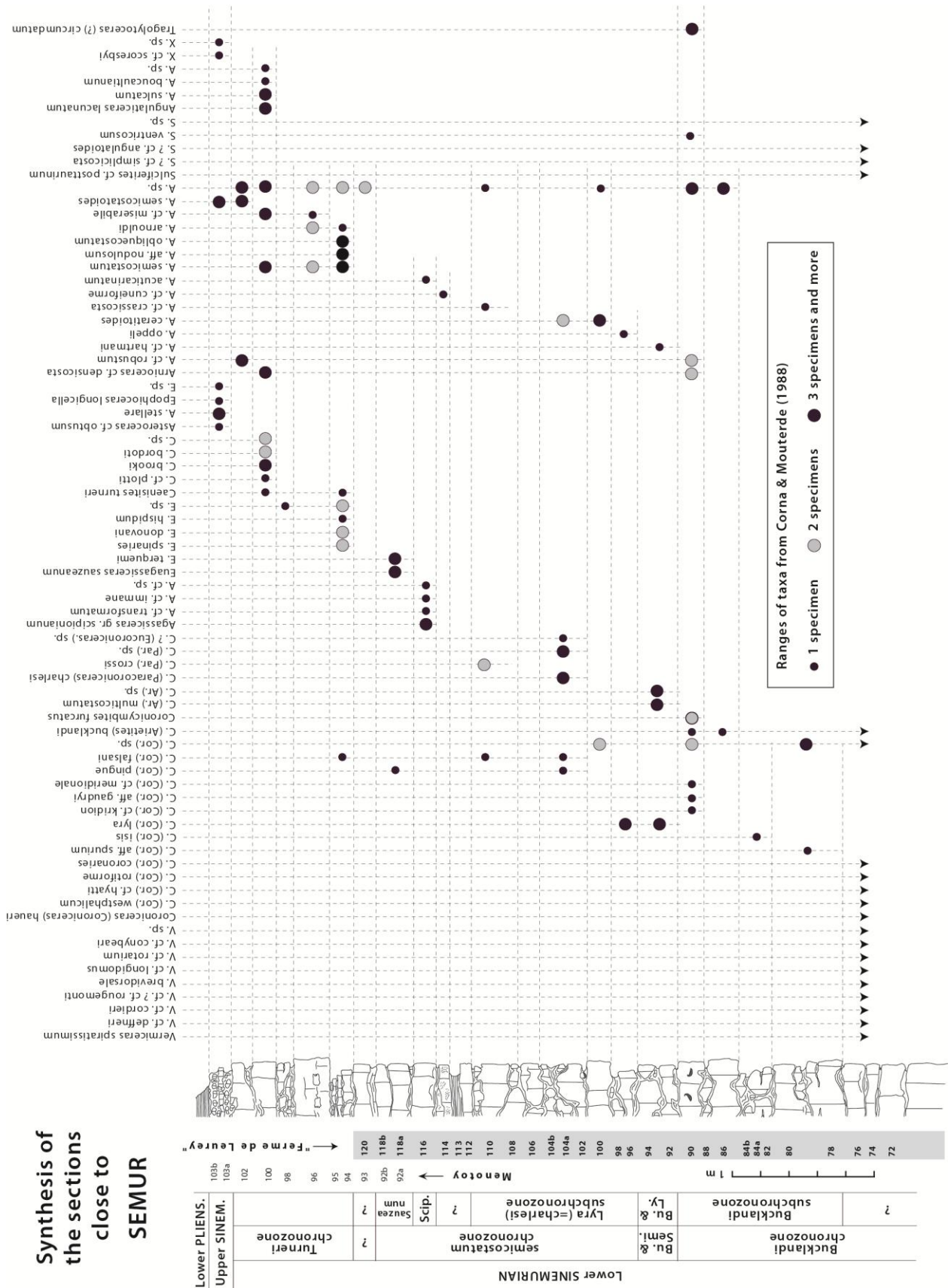
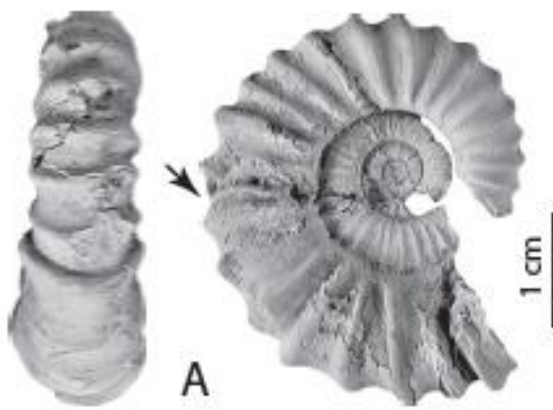


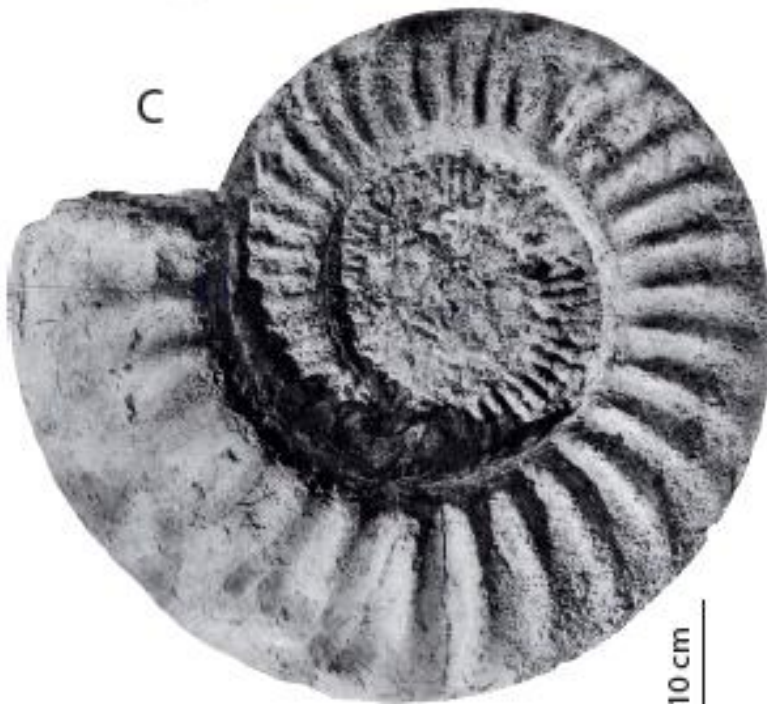
Fig. 4: Lithographic column (erosion profile) and ammonite faunal succession for the section of Semur-en-Auxois (Côte-d'Or) (from Corna & Mouterde (1988) modified). The chronostratigraphic (Substages, Chronozones and Subchronozones) framework (Corna et al., 1997; Page, 2003) is indicated: Lower Sinemurian (Bucklandi Chronozone) to Lower Pliensbachian (Jamesoni Chronozone). The beds outcropping in the visited "Semur section" are indicated by a grey background.



Tragolytoceras (?) *circumdatum* (Martin)
Semur-en-Auxois, Bed 90
Bucklandi chronozone



Coroniceras multicosatum
(J. de C. Sowerby)
Semur-en-Auxois, Bed ?
Bucklandi chronozone

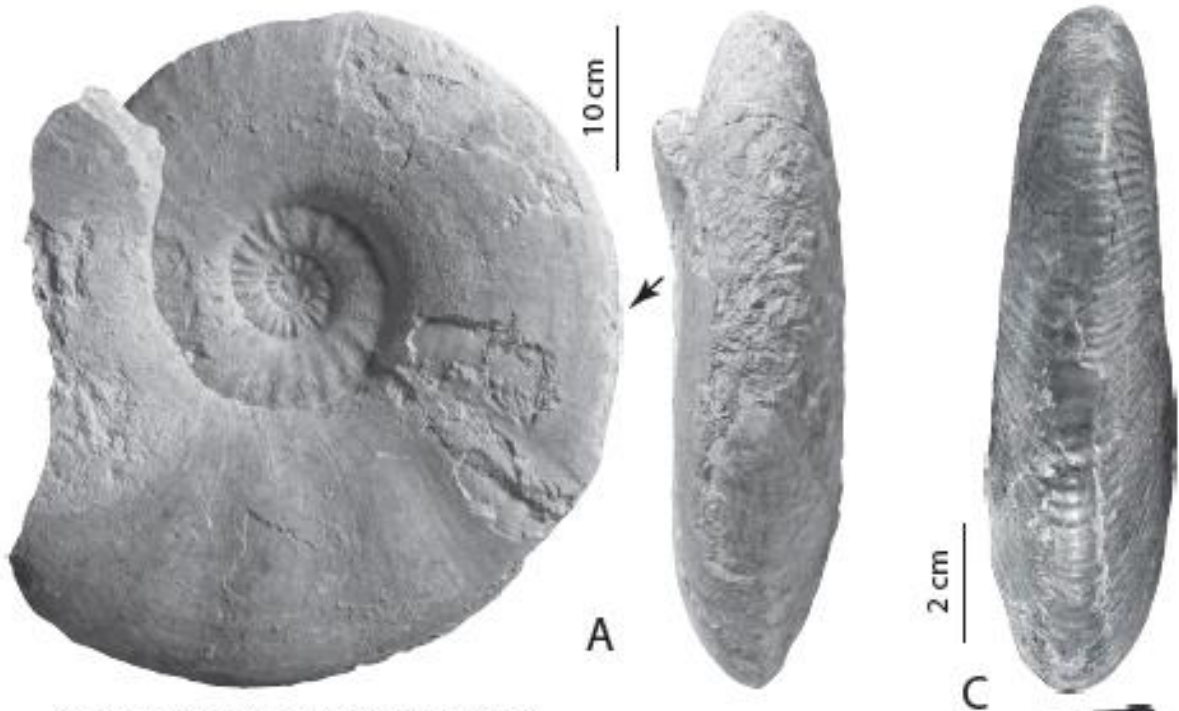


Coroniceras charlesi (Donovan)
Semur-en-Auxois, Bed ?
Semicostatum chronozone

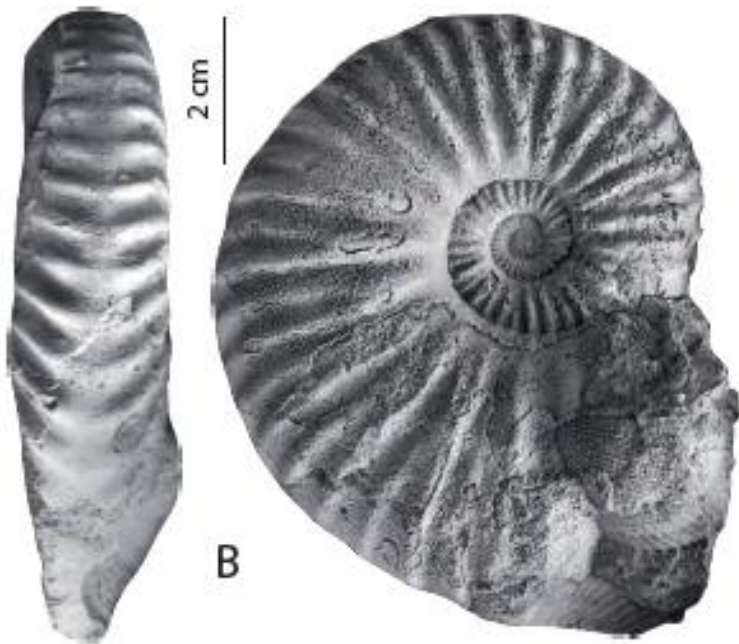


Amioceras gr.
falcaries
(Quenstedt)
Semur-en-A.
Bed ?
Semicostatum
Chronozone

Pl. 1: Some very large (B, C) and small (A, D) Lower Sinemurian ammonites of Burgundy belonging to the Lytoceratoidea (Pleuroacanthitidae ?) (A) and Arietitoidea (Arietitidae) (B-D). All the specimens come from Semur-en-Auxois area. A- from Dommergues (2002) (collections of the University of Burgundy, Dijon); B-D from Guérin-Franiatte, S. (1966) modified (collections of the Semur-en-Auxois Museum).



Angulaticeras (Sulciferites) greenoughi
(J. Sowerby)
Vic-de-Chassenay (près de Semur-en-A.), Bed ?
Bucklandi chronozone



Angulaticeras (Sulciferites) Charmassei (d'Orbigny)
Lectotype, Semur-en-Auxois, Bed ?
Bucklandi chronozone



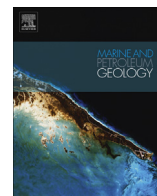
Angulaticeras (Boucaulticeras) boucaultianum (d'Orbigny)
Lectotype,
Semur-en-Auxois, Bed ?
Turneri chronozone ?

Pl. 2: Some very large (A) and medium sized (B, C) Lower Sinemurian ammonites of Burgundy belonging to the Psiloceratoidea (Schlotheimiidae). All the specimens come from Semur-en-Auxois area. A- from Dommergues & Bonnot (2010) (collections of the University of Burgundy, Dijon); B, C- from Fischer (1994) modified (collections of the Museum of Comparative Zoology, Harvard, Massachusetts, USA).

Références bibliographiques

- BLOOS, G. & K.N. PAGE (2002) - Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic). *Episodes*, 25 (1): 22-28.
- COLLENOT, J.-J. 1873 - Description géologique de l'Auxois. Semur-en Auxois, 660pp.
- COLLENOT, J.-J. 1879 - Description sommaire des terrains sédimentaires de l'Auxois. *Bulletin de la Société géologique de France* (Série 3) 7: 781-804.
- CORNA, M. & J.-L. DOMMERGUES (1995) - Les ammonites du Sinémurien de Mandelot (Côte-d'Or, France). Approches biostratigraphique, morphologique et ontogénétique. *Geobios* 28: 17-47.
- CORNA, M. & R. MOUTERDE (1988) - Le Sinémurien de Semur (France): essai de biozonation pour le Sinémurien inférieur et le Lotharingien inférieur du stratotype et du Jura méridional. In: Rocha, R.B. and A.F. Soares (eds.), 2nd international Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa: 155-178.
- CORNA, M., J.-L. DOMMERGUES, C. MEISTER, R. MOUTERDE & G. BLOOS (1997) - Sinémurien. In: Cariou, E., P. Hantzpergue (Eds.). Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bulletin des Centres de Recherche Elf Exploration et Production (Mémoire)*, 17: 15-23.
- DOMMERGUES, J.-L. (1993) - Les ammonites du Sinémurien supérieur de Bourgogne (France): biostratigraphie et remarques paléontologiques. *Revue de Paléobiologie*, 12: 67-173.
- DOMMERGUES, J.-L. (2002) - Les premiers Lytoceratoidea du Nord-Ouest de l'Europe (Ammonoidea, Sinémurien inférieur, France). Exemple de convergence évolutive vers les morphologies "capricornes". *Revue de Paléobiologie* 21: 257-277.
- DOMMERGUES, J.-L. & BONNOT, N. (2010) - Découverte en Bourgogne de deux ammonites sinémuriennes remarquables du genre *Angulaticeras*, (Schlotheimiidae). Implications taxonomiques et paléobiogéographiques. *Revue scientifique Bourgogne-Nature* 12: 106-117.
- FISCHER, J.-C. (Ed.) (1994) - Révision critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny. Vol. 1. Céphalopodes Jurassiques. Masson & Muséum national d'Histoire naturelle, Paris: 340p.
- FOREST, N., J.-P. LOREAU, J.-L. DOMMERGUES (1999) - Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre-temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 170 (6): 853-871.
- GUERIN-FRANIATTE, S. (1966) - *Ammonites du Lias inférieur de France. Psiloceratidae: Arietitidae*. Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris: 455p.
- GUERIN-FRANIATTE, S. (1990) - Ammonites du Lias inférieur de France (II): Psiloceratidae, Schlotheimiidae et premier Arietitidae. — *Mémoire du Centre d'étude et de recherches géologiques et hydrologiques* 29: 1-207.
- HALLAM, A. (1968) - Morphology, palaeoecology and evolution of the genus *Gryphaea* in the British Lias. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series B, 234, 91-128.
- HALLAM, A. (1982) - Patterns of speciation in Jurassic *Gryphaea*. *Paleobiology*. 8: 354-366.
- MCNAMARA, K.J. (1982) - Heterochrony and phylogenetic trends *Paleobiology*. 8: 130-142.
- MOUTERDE, R. (1953) - Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif central français. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, 50 (=1952) (236): 521p.
- MOUTERDE, R. & H. TINTANT (1961) - Le Sinémurien de Semur. In: Colloque sur le Lias français, Chambéry 1960. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières B.R.G.M.* 4, 287-295.
- MOUTERDE, R. & H. TINTANT (1964) - Variations du Sinémurien dans la région du stratotype (Précisions sur la notion d'étage). In: Mauberge, P.L. (ed.): Colloque du Jurassique (Luxembourg 1962). Luxembourg, Publication de l'Institut Grand-Ducal: 119-126.
- MOUTERDE, R. & H. TINTANT (1980) - Sinémurien. In: Les étages français et leur stratotypes. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)*. 109: 50-58.
- NORI, L. (1999) - Forme et environnement de *Gryphaea arcuata* dans le contexte du Sinémurien inférieur Diplôme de recherché Doctorale, Université de Nancy 1: 184p. (inédit).
- NORI, L. & B. LATHUILIÈRE (2003) - Form and environment of *Gryphaea arcuata*. *Lethaia*. 36: 83-96.
- Colloque sur le Lias français, Chambéry 1960. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières B.R.G.M.* 4, 287-295.

- ORBIGNY, A. d' (1849-1852) – Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. Masson, Paris. I- (1849): 1-299; II- (1851): 1-382; III- (1852): 383-847.
- PAGE, K. (2003) – The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 23-59.
- REMANE, J., M.G. BASSETT, J.W. COWIE, K.H. GOHRBANDT, H.R. LANE, O. MICHELSEN & W. NAIWEN (1996) - Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes* 19: 77–81.



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 ^{a,*}, Pierre-Yves Collin ^b, Françoise Bergerat ^a, Lisa Casteleyn ^c, Steven Claes ^d, Christian David ^c, Beatriz Menendez ^c, Fabrice Monna ^e, Philippe Robion ^c, Jean-Pierre Sizun ^f, Rudy Swennen ^d, Christophe Rigollet ^{g,1}

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

^b Université de Bourgogne, UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

^c Université de Cergy-Pontoise, Laboratoire Géosciences et Environnement Cergy, 5 mail Gay-Lussac, 95031 Cergy-Pontoise Cedex, France

^d Katholieke Universiteit Leuven, Dept. of Earth and Environmental Sciences, Geology, Celestijnenlaan 200E, 3001 Heverlee, Belgium

^e Université de Bourgogne, UMR CNRS 6298 Culture ARTéHIS, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

^f Université de Franche-Comté, UMR CNRS 6249 Chrono-environnement, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France

^g 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, yasin.makhloufi@gmail.com (Y. Makhloufi).

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

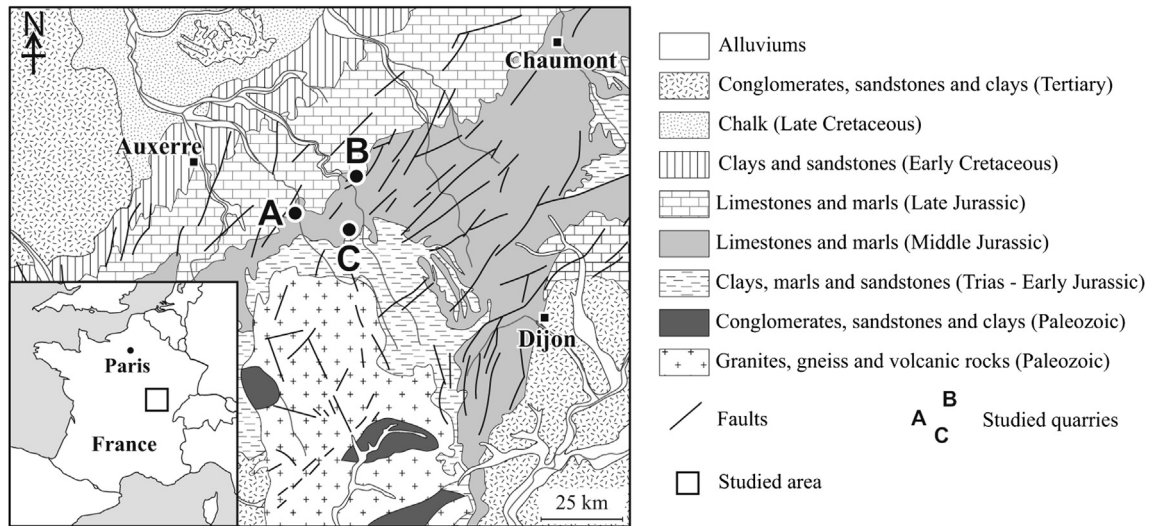


Figure 1. Geological map of the study area and location of sites studied (quarries).

potential target for CO₂ 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	$\Phi = (Ws - Wd)/(Ws - Wh)$	Φ : 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 γ : surface tension coefficient of mercury/air r: the radius of the pore throat θ : contact angle, 130° for mercury ⁽¹⁾	μm	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 ($\Omega\text{ m}$) Φ : porosity value m: cementation factor	S m^{-1}	25 mm	Saturated
	Tortuosity	$\tau = F*\Phi = \Phi^{(1-m)}$	τ : tortuosity F: formation factor Φ : porosity value m: cementation exponent		25 mm	Saturated
Capillarity imbibition test	Capillarity imbibition factor	$dW/S = C_i^* \sqrt{t}$	dW: differential of weight gained (g) S: the surface of the sample (cm^2) C _i : 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 η : 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[®], to quantify cementation and grain interpenetration (area in μm^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[®] 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 μm), meso- (pore diameter from 1 to 10 μm), and macropores (pore diameter exceeding 10 μm). 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

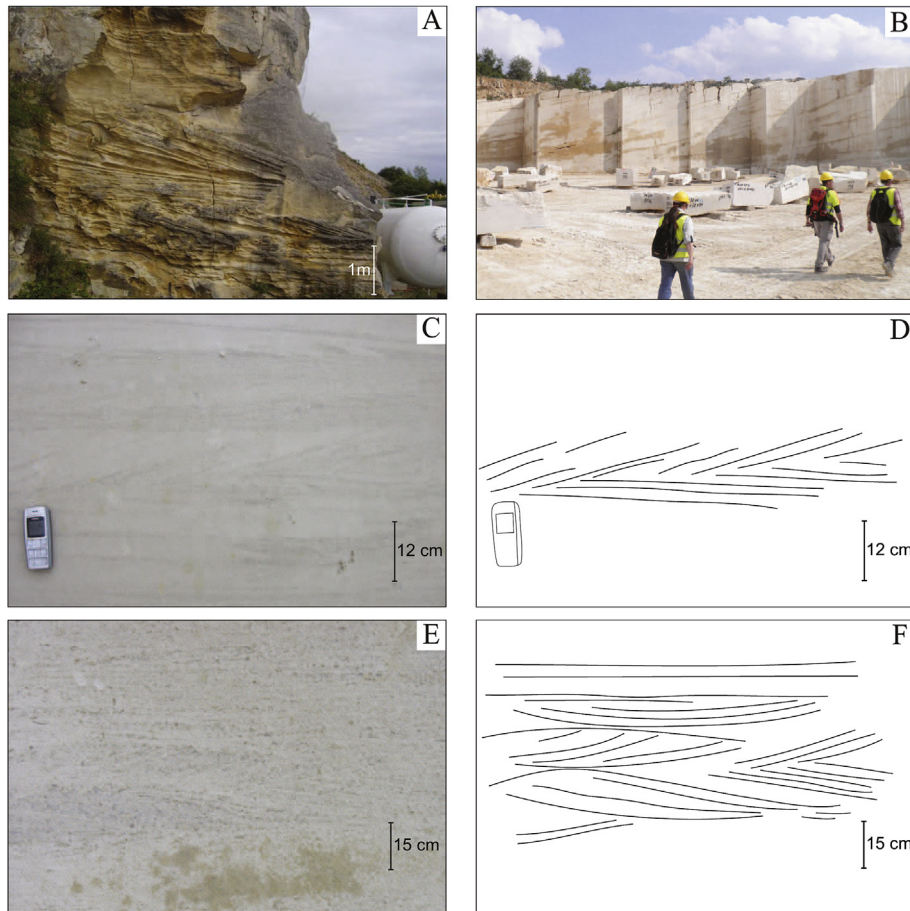


Figure 2. Examples of sedimentary structures observed in the *Oolithe Blanche* Formation. (A) Trough current megaripples and high-energy planar beddings, Oolitic Shoal sub-facies, Ravières quarry. (B) Large structures composed of stacked prograding clinoforms, with lobe morphologies observable when the 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[®] 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[®] 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).

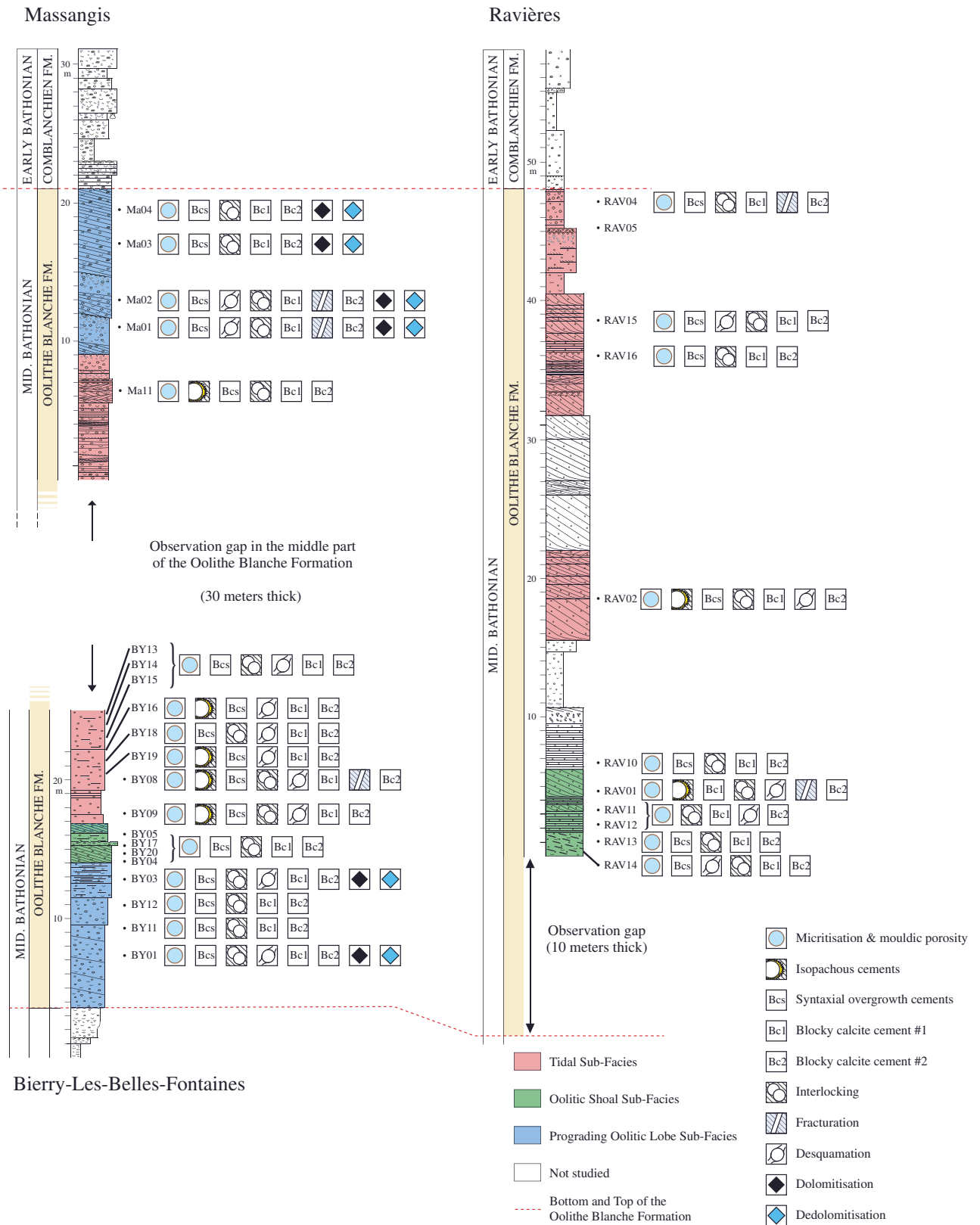


Figure 3. Stratigraphy and logs of the study area. For each sample, the diagenetic phases observed are represented by symbols, from left to right, in chronological order of appearance. Modified from Casteleyn et al. (2010a) (RAV = Ravières, BY = Bierry-Les-Belles-Fontaines, MA = Massangis).

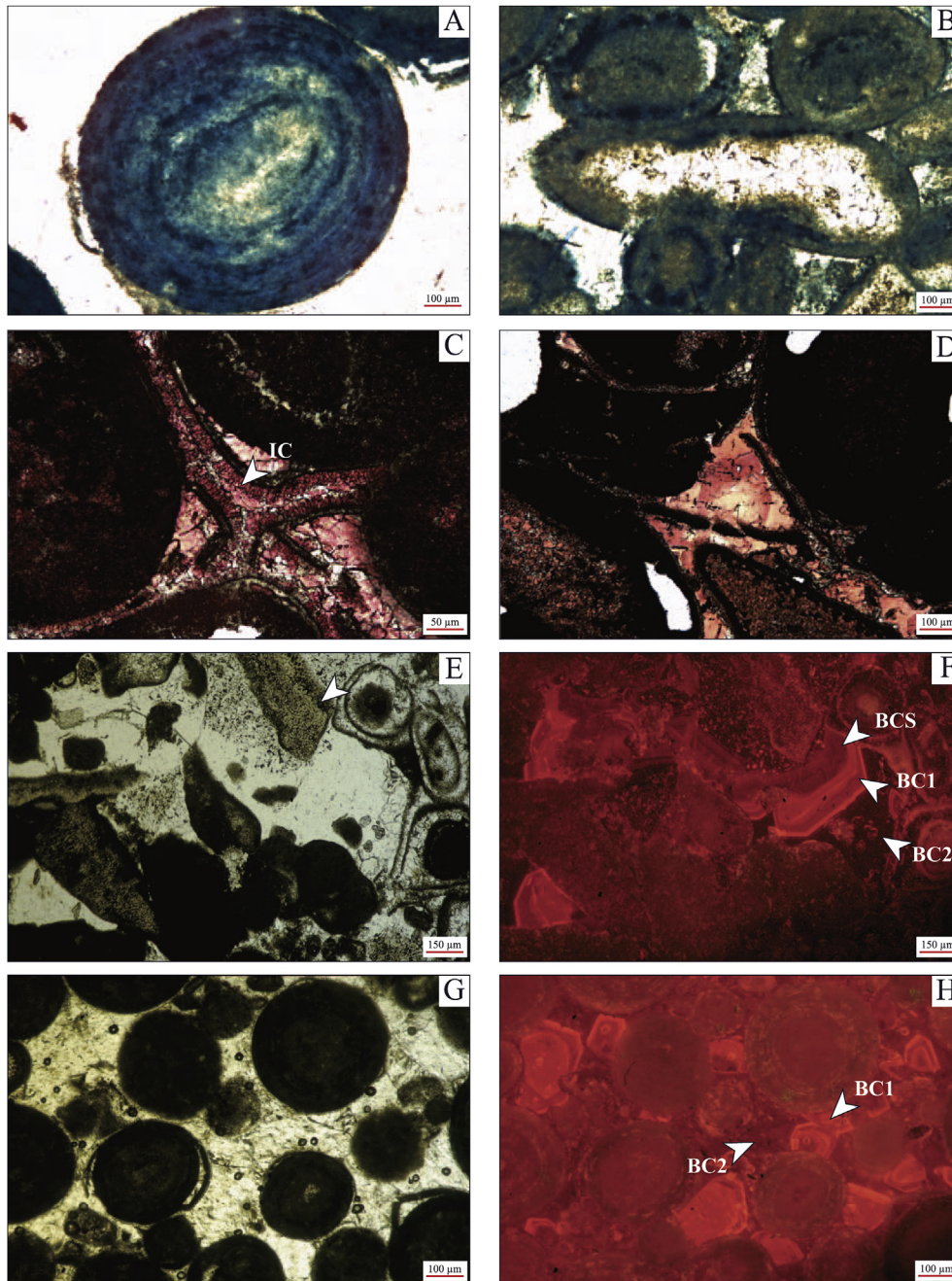


Figure 4. Diagenetic processes, biological and chemical phases. IC: isopachous cement, BCS: syntaxial overgrowth, BC1: blocky calcite #1, BC2: blocky calcite #2. (A) Ooid. The intraparticle micropore system is revealed by a blue-stained resin impregnation. (B) Micritised bioclast observed in polarised 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,

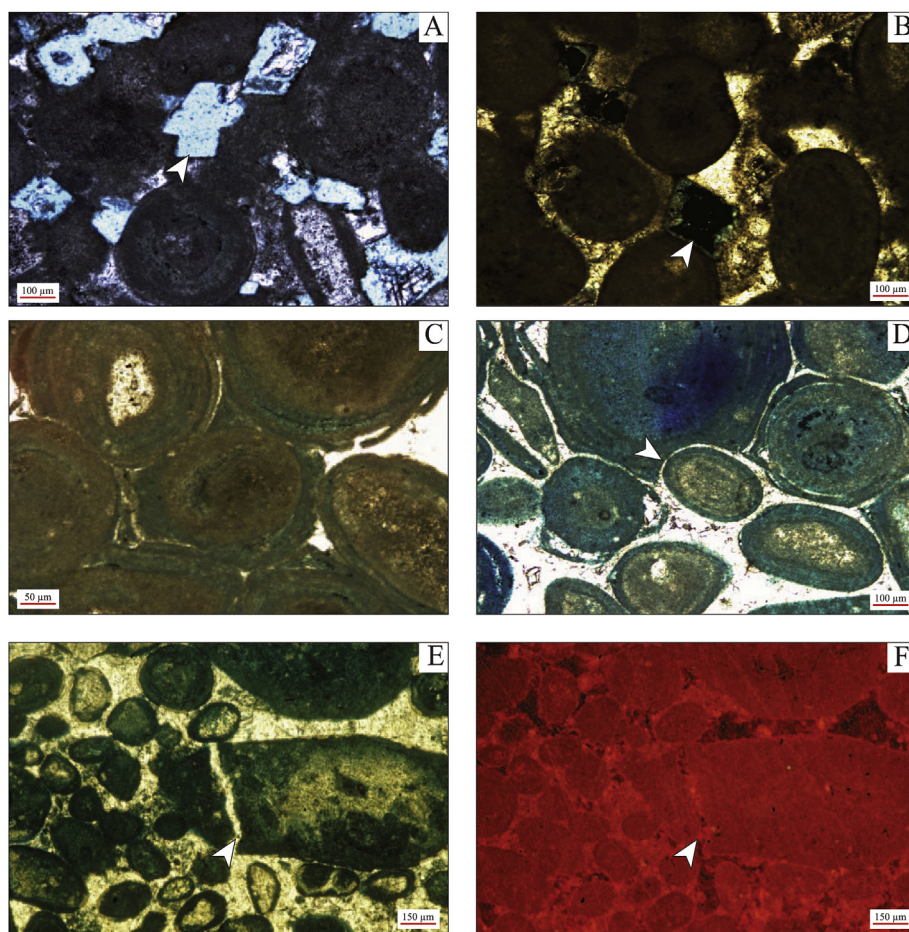


Figure 5. Diagenetic, chemical and physical phases. (A) and (B) Macroporosity showing a rhombohedral morphology, typical of dedolomitisation. This phase truncates the particles as well as the cements. (C) interpenetrated ooids. The intraparticle microporosity is revealed by the impregnation with blue 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 or 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 clinoform sets are observed (Fig. 2B). Planar and trough clinoform sets are recognised. Lobe morphologies can sometimes be observed where the clinoform 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. ($\text{g cm}^{-2} \text{h}^{-1/2}$)	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	9.51	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 _p dry (km/s)	Formation factor	C.I.F. (g cm ⁻² h ^{-1/2})	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).

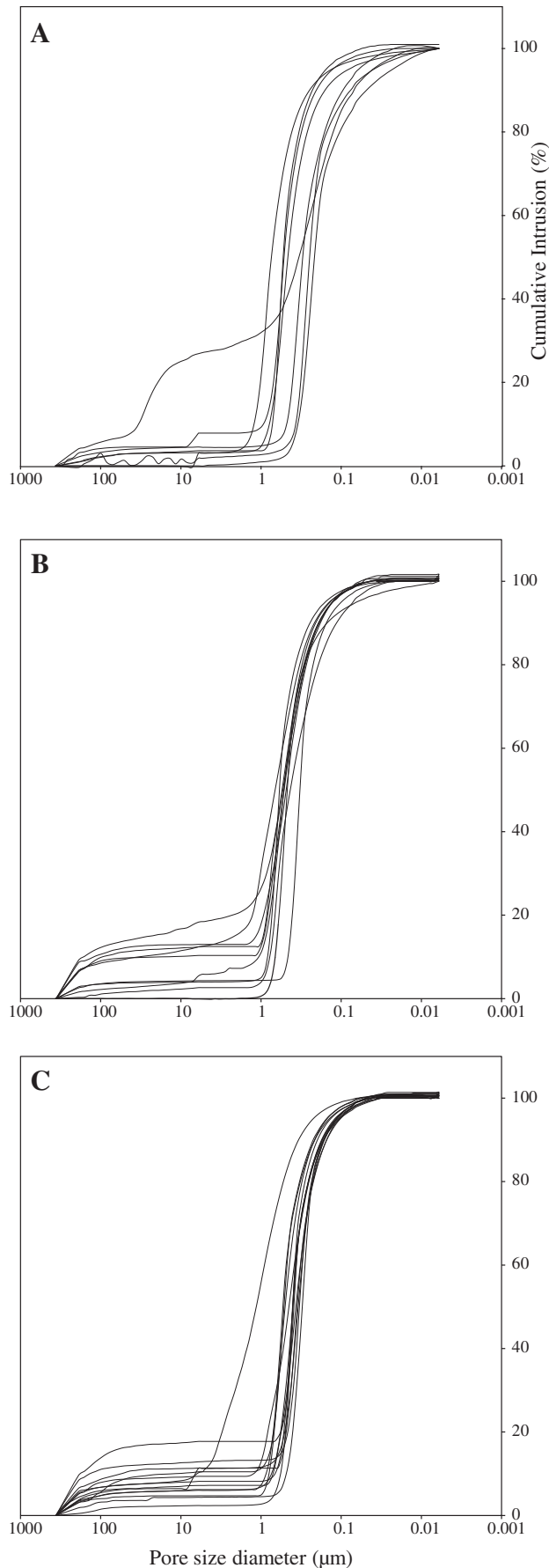
Mercury injection porosity measurement shows an average pore-throat diameter of 0.23 μm, with no discrimination among the three sub-facies (Fig. 6), with the exception of sample MA01 (in the Prograding Oolitic Shoal sub-facies) with two pore-throat categories.

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 km s^{-1} and 2.48 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 km s^{-1} , median 3.56 and 3.76 km s^{-1} , respectively) while the Prograding Oolitic Lobe sub-facies shows the highest values (mean 4.37 km s^{-1} , median 4.38 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.

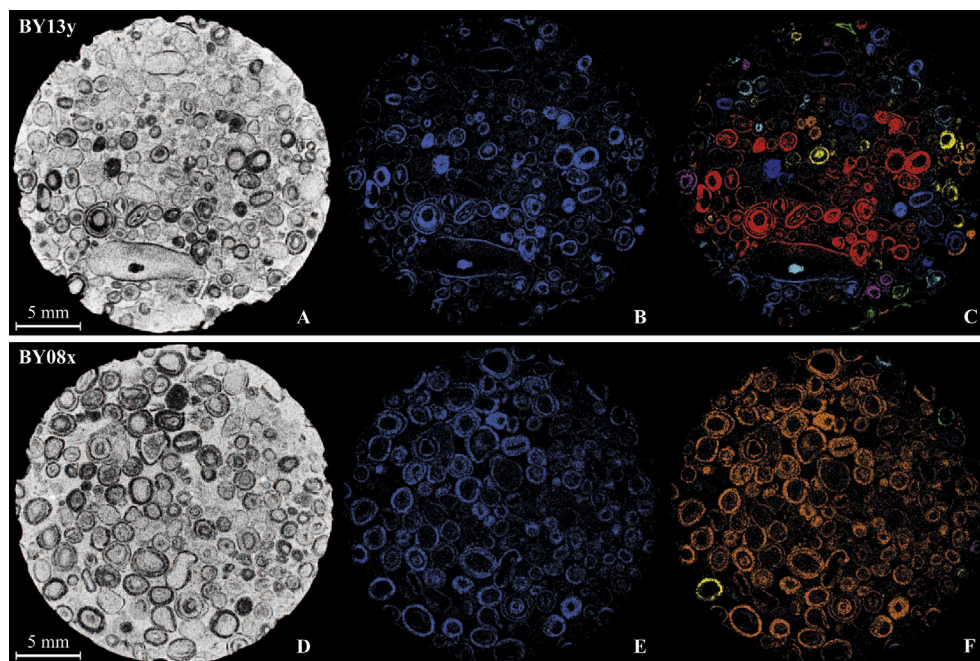


Figure 7. Orthoslices from Nano CT-scans analyses for samples BY13y (A, B and C) and BY08x (D, E and F). A and D are the raw CT-scans. B and E represent the porosity network (blue) after threshold on the mineral matrix (black). C and F represent the connectivity of the pore network. Porosity zones of 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,

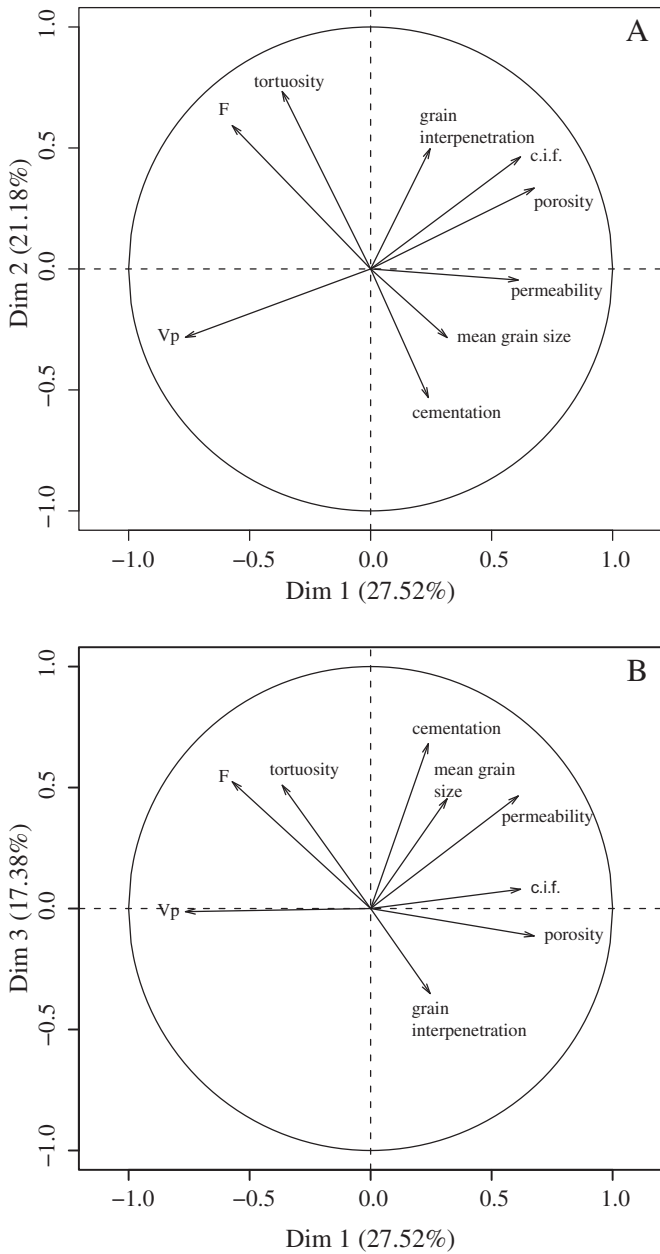


Figure 8. A PCA projection of the variables studied on the principal axes 1 and 2 (A) and axes 1 and 3 (B). Strong positive correlations between variables are highlighted by their proximity. Diametrically opposed variables are strongly negatively correlated.

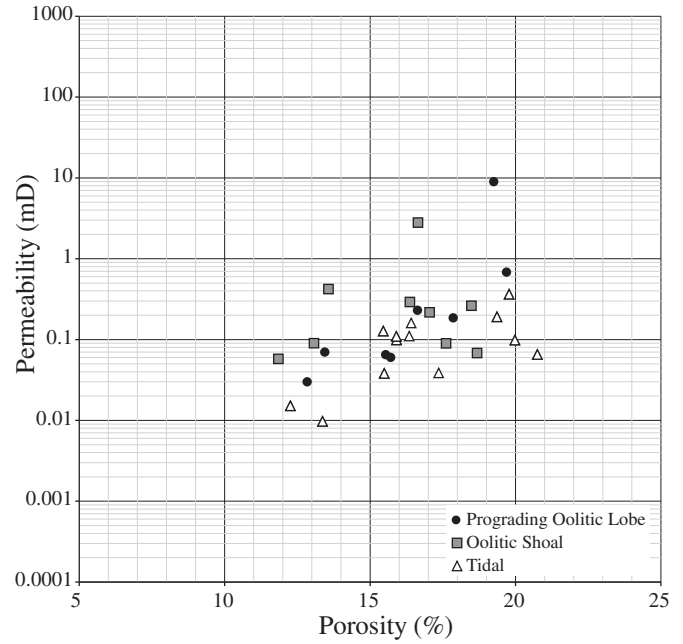


Figure 9. Permeability vs. porosity cross-plot.

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

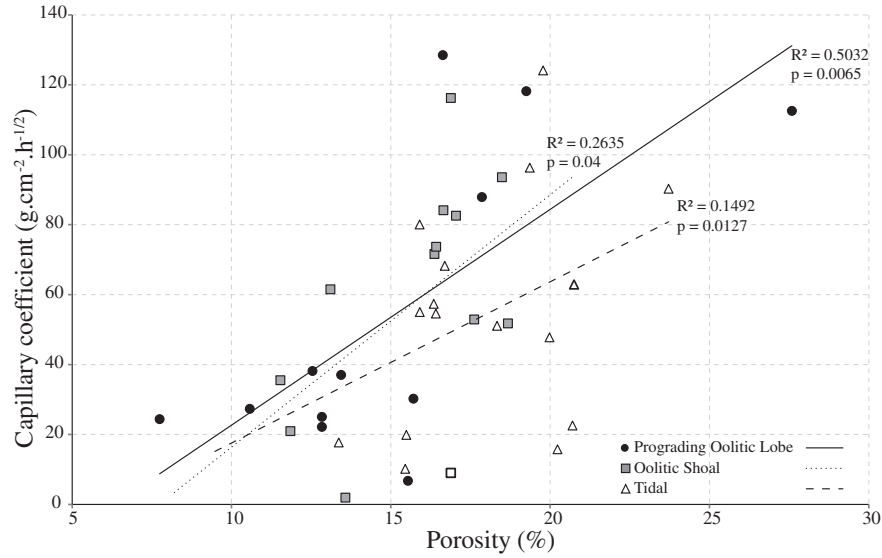


Figure 10. Capillary imbibition factor vs. porosity cross-plot.

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.

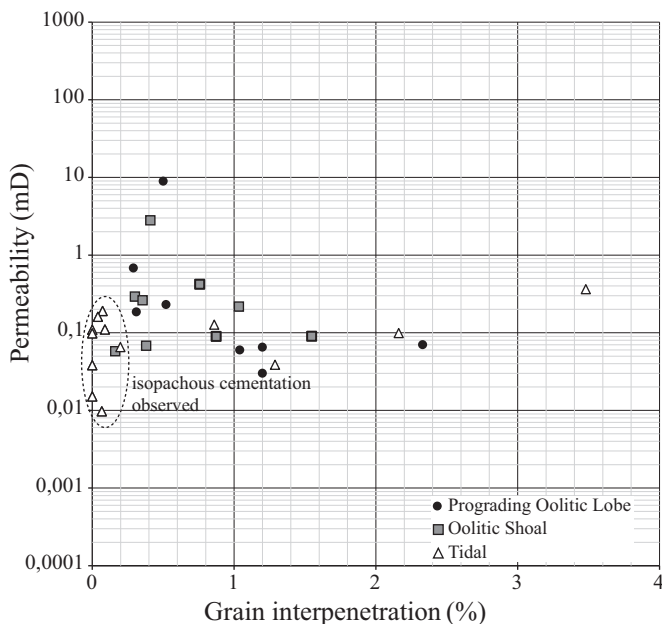


Figure 11. Permeability vs. grain-interpenetration cross-plot. The dashed encircled zone contains samples with isopachous cements.

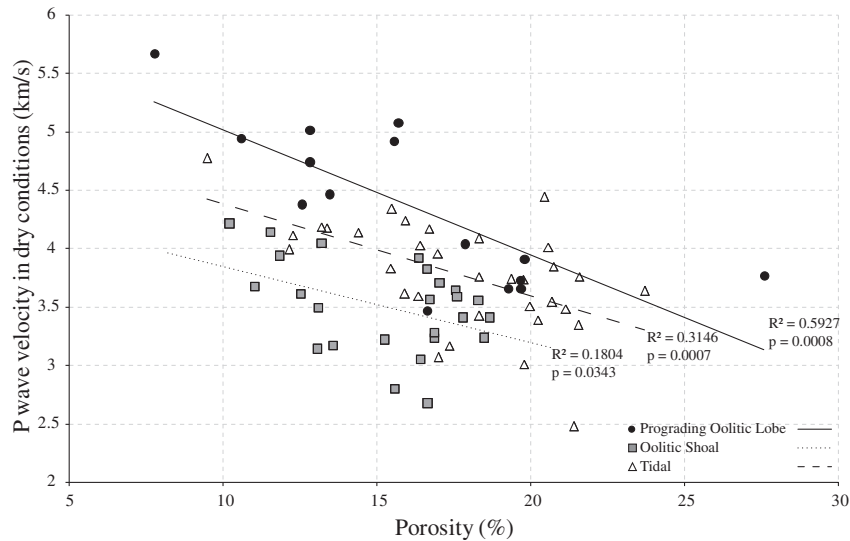


Figure 12. P-wave velocity vs. porosity cross-plot.

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-

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%

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 μm , 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 μm), with an average pore-throat diameter of 0.23 μm , while the lowest resolution achieved was 1.5 $\mu\text{m}/\text{voxel}$. 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

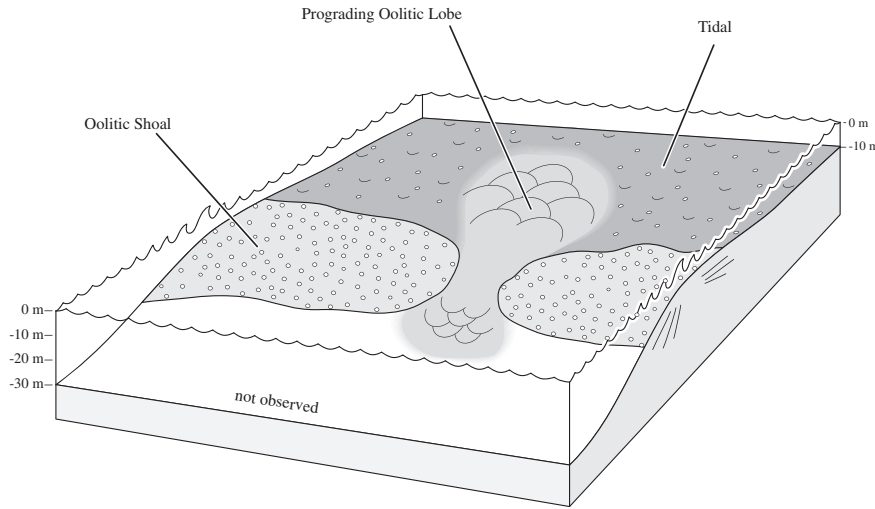


Figure 13. Sedimentary model and sub-facies distribution in the Oolithe Blanche Formation.

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

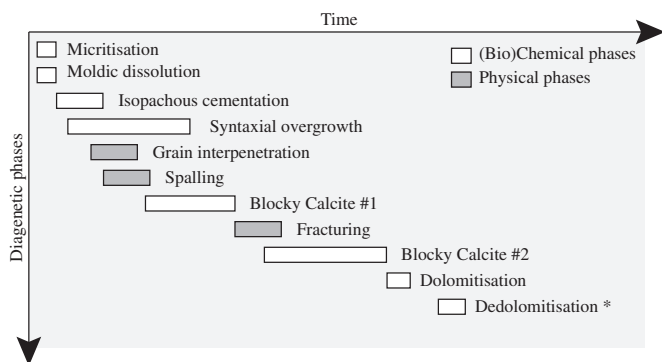


Figure 14. Relative chronology of diagenetic phases. *Dedolomitisation is only observed in the Prograding Oolitic Lobe sub-facies.

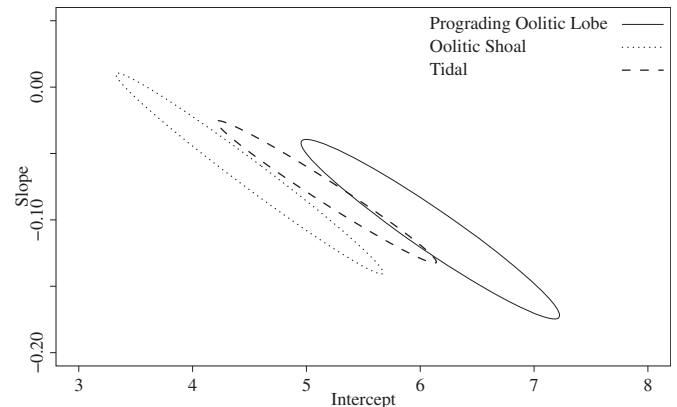


Figure 15. Joint confidence areas for slopes and intercepts of the linear regressions (95% confidence level) for each sub-facies considered separately.

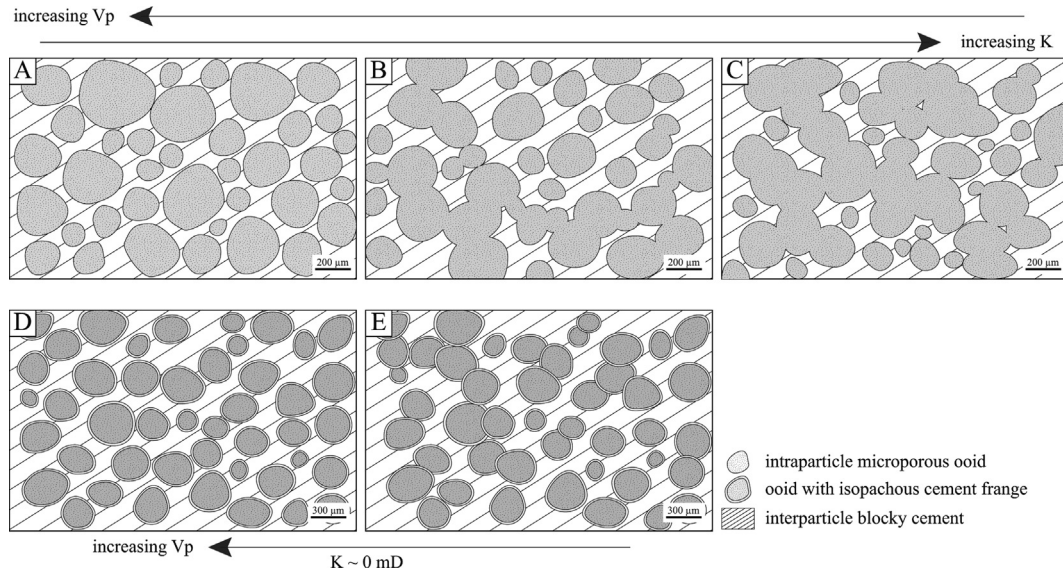


Figure 16. Sketches representing five cases observed in the *Oolithe Blanche* Formation. Total porosity is considered constant throughout. (A) Grainstone with microporous ooids where initial porosity is filled with blocky calcite cementation, grain contact is null. (B) Compaction has induced grain contact 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

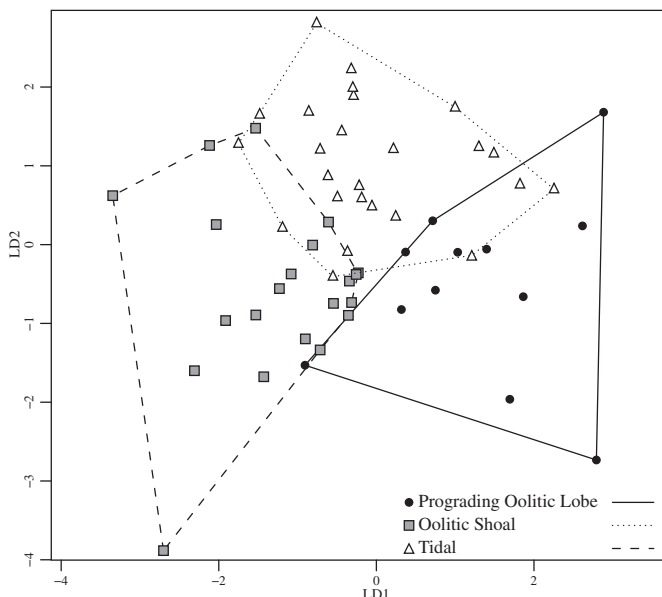


Figure 17. LDA model computed from diagenetic and petrophysical measurements.

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., Mouglin, P., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysses, S., Thionin, I., Thoraval, A., Vidal-Gilbert, S., 2010. Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO₂ 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., Desaubiaux, 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., Desaubiaux, 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.
- Mégnién, 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, Transitions, 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. *Proc. 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 (μ 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.

LISTE DES AUTEURS

ADATTE T.	p.44	GASPARRINI M.	p.29
ANDRIEU S.	p.7	GAUMET F.	p.46
BAILLY C.	p.37	GIRAUD F.	p.44
BARBARAND J.	p.7	HANTZPERGUE P.	p.26
BARRIER E.	p.34	HUAULT V.	p.37
BARTOLINI A.	p.37	HURET E.	p.20, 37
BAUDIN F.	p.10	LAFFONT R.	p.40
BLANPIED C.	p.34	LANDREIN P.	p.20
BOIVIN S.	p.40	LASSEUR E.	p.7
BONIFACIE M.	p.29	LATHUILIERE B.	p.22
BONNOT A.	p.20	LE COULS M.	p.24
BOULILA S.	p.10, 37	LEFORT A.	p.26
BOURILLOT R.	p.34	MANGENOT X.	p.29
BRIGAUD B.	p.7, 46	MARCHAND D.	p.20, 37
CARMEILLE M.	p.34	MARTINEZ M.	p.13, 37
CHADI M.	p.49	MATTIOLI E.	p.44
CHADUTEAU C.	p.29	MOREAU J.D.	p.24
CHATEAU C.	p.37	MORTVINDSEV D.	p.34
COLLIN P.Y.	p.37, 66	NEIGE P.	p.36, 40, 58
COMMENT G.	p.26	PELLENARD P.	p.34, 37
COURVILLE P.	p.24	RAFELIS DE M.	p.10
DERA G.	p.7, 13	ROUCHON V.	p.29
DJEFFAL R.	p.49	SAUCÈDE T.	p.7, 40
DOMMERGUES J.L.	p.58	SCHNYDER J.	p.34
DURLET C.	p.52	SIDOROVA I.	p.34
DURLET C.	p.7	SUAN G.	p.44
ENAY R.	p.15, 37	SUCHERAS-MARX B.	p.44
FARA E.	p.36	THIERRY J.	p.20, 34, 37
FORTWENGLER D.	p.20, 37	VINCENT B.	p.46
FÜRSICH F.	p.34	WEIS R.	p.36
GALBRUN B.	p.10, 37	YOUCEF BRAHIM E.H.	p.49
GARDIN S.	p.10, 37		