Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur en Sciences de la Terre

par Aurélie BONIN

Relations entre les variations climatiques, les perturbations du cycle du carbone et les crises de la production carbonatée :

Application au Crétacé inférieur

soutenue le 14 juin 2011, devant le jury composé de :

Directrices de thèse

Emmanuelle VENNIN
Université de Bourgogne

Emmanuelle PUCEAT
Université de Bourgogne

Emanuela MATTIOLI
Université Claude Bernard Lyon I

Rapporteurs

Cécile ROBIN
Université de Rennes I

François BAUDIN
Université de Paris VI

Examinateurs

Jean-François DECONINCK
Université de Bourgogne

Thierry ADATTE
Université de Lausanne

Bernard PITTET
Université Claude Bernard Lyon I

cnrs — eas — uB — Bourgogne Conseil régional — BIOGÉOSCIENCES

UNIVERSITE DE BOURGOGNE -DIJON
Ecole Doctorale E2S

Thèse présentée par :

Aurélie BONIN

pour l'obtention du Doctorat en Sciences de la Terre

Relations entre les variations climatiques, les perturbations du cycle du carbone et les crises de la production carbonatée :

Application au Crétacé inférieur

soutenue le 14 juin 2011, devant le jury composé de :

Cécile ROBIN	Université de Rennes I	Rapporteur
François BAUDIN	Université de Jussieu Paris VI	Rapporteur
Jean-François DECONNINCK	Université de Bourgogne	Examinateur
Thierry ADATTE	Université de Lausanne	Examinateur
Bernard PITTET	Université Claude Bernard, Lyon I	Examinateur
Aurélien VIRGONE	TOTAL	Membre invité
Emmanuelle VENNIN	Université de Bourgogne	Directrice de thèse
Emmanuelle PUCEAT	Université de Bourgogne	Co-directrice
Emanuela MATTIOLI	Université Claude Bernard, Lyon I	Co-directrice

Laboratoire d'acceuil : BIOGÉOSCIENCES

UMR-CNRS 5561 Biogéosciences - Université de Bourgogne,
6 Bd Gabriel, 21000 Dijon

A l'aboutissement de ce manuscrit, j'apporte un soin tout particulier à l'écriture de ce prologue, car il me permet de remercier les personnes avec qui j'ai travaillé ou qui m'ont accompagné durant ce doctorat, sans qui ce travail n'aurait assurément pas été le même.

Je tiens tout d'abord à remercier le Conseil Régional de Bourgogne qui a permis, par le biais de son financement, la réalisation de ce travail. Merci également à Biogéosciences et l'ASF qui ont également participé aux financements d'analyses, aux participations de congrès et d'Ecole d'été.

Puis je souhaite ensuite remercier mes directrices de thèse Emmanuelle Vennin, Emmanuelle Pucéat et Emanuela Mattioli, plus communément appelées les 'Emmanuelle's', pour m'avoir confié ce sujet et pour m'avoir soutenu au cours de cette thèse. Merci à toutes les trois pour leurs conseils, leur disponibilité, leur patience et leur aide dans ce travail. Je dois également leur exprimer toute ma reconnaissance pour leur soutien et leur présence jusque dans les derniers jours malgré leur emploi du temps chargé. Merci également pour m'avoir transmis votre passion ainsi qu'une partie de vos connaissances dans chacune de votre spécialité.

Je tiens également à remercier François Baudin, Cécile Robin, Jean-François Deconninck, Thierry Adatte, Bernard Pittet et Aurélien Virgone qui me font l'honneur de juger ce travail. Je souhaiterais exprimer toute ma gratitude aux scientifiques avec qui j'ai pu échanger et collaborer au cours de ce doctorat. Merci à Thierry Adatte et Michael Joachimski pour m'avoir accueilli dans leur laboratoire afin de pouvoir réaliser un grand nombre d'analyses. Merci à Annie Arnaud-Vanneau pour son aide dans l'étude des foraminifères et pour sa patience dans la correction d'une partie de la thèse. Je tiens également à remercier Michel Guiraud pour son intervention dans ce travail et sa précieuse aide. Merci également à Bernard Pittet, Benjamin Gréselle, Aurélien Virgone, Hubert Arnaud pour leurs conseils et leur discussion me permettant ainsi d'approfondir un peu plus mon travail. Merci également à Marco Aurell et Nicolas Olivier pour leur aide sur le terrain. Un gros merci au génie des statistiques, Rémi, pour son aide.

Merci également à tous les étudiants, et maintenant thésards pour certains, qui ont participé à ce travail par des acquisitions de données ou pour m'avoir accompagné sur le terrain. Donc merci à Nicolas Barbarin, Floriane Dumont, Matthieu Gravito, Valentin Chesnel, Ludivine Sauvage et Agathe Germain pour leur aide dans l'acquisition des données. Merci à Ulrich (Erlangen) également, étudiante allemande, qui m'a aidé dans l'utilisation du Mircromil pour les prélèvements. Et puis merci à Brahim pour m'avoir aidé dans les analyses du Phosphore, grâce à toi, les manips' ont marché….

On ne peut imaginer un travail de thèse sans un soutien du personnel technique et administratif. J'aimerais donc exprimer mes meilleurs sentiments à Pascal Taubaty, Dominique Champagnac, Nathalie Guichard, Marie-Jeanne Milloux et Danielle (Erlangen) pour leurs diverses interventions dans la préparation des échantillons, l'entretien du matériel et leur support au sein du

laboratoire. Merci également à Philou qui dans les plus brefs délais à pu me finir des lames minces. Un gros merci à Annie Marchand, Agnès Pinte et Cindy Pers pour leur aide dans les tâches administratives et leur patience surtout…. Merci à Sophie également dans ses plans de secours express pour un rétroprojecteur, clé de salle de cours…. Merci à Evelyne, notre 'deuxième maman' pour … tout. La bonne humeur, le sourire, le muguet dans le bureau, les gâteaux, ….et surtout de nous avoir soutenu et remonté le moral.

Ma vie de doctorante ne s'est pas résumée uniquement aux nombreuses heures passées sur ma thèse. Elle a comprend quelques heures passées à parlé de ma thèse à des enfants et au grand public. Merci à Lionel Maillot et Candice Chaillou ainsi qu'à tout l'Equipe de l'Expé pour m'avoir fait gouter à la vulgarisation scientifique et pour m'avoir aéré l'esprit. Merci à tous pour votre bonne humeur. Merci à toi Lionel pour ton humour… spécial et à toi Candice pour ta pêche d'Enfer.

Je remercie tout particulièrement ma collègue de bureau et amie Nath. Je te remercie tout particulièrement pour ton soutien lors de ces derniers jours et pour m'avoir supporté. Merci pour avoir égayé le bureau à ta manière complètement gaga. Merci également aux joyeux drilles du 3ème étage Paco, Christophe K. le tout nouveau 'poussin', les Benjamin et Sylvain C. et à Matthieu pour vos encouragements ces derniers jours et votre bonne humeur. Merci à Emilie pour l'organisation de divins repas et ton ravitaillement en délicieux gâteau. Merci également à Julien, CloClo, Cyril, Elise, Gaëlle, Julie, Estelle ainsi que les 'anciens ' qui sont passés par là : les 3 mousquetaires (Raph, Garou & le Ben), Coco, Mike, Sylvain G., Elise N et L², il se reconnaitra.
Un grand merci à l'éminent Dr Riquier, le plus chouette des voisins de bureau. Merci pour ton coaching journalier et le ravitaillement en chocolat. Merci à Maud pour ses petits plats et son soutien dans cette dernière phase de rédaction. Merci à Tom, Sophie et Louise, pour leur fantastiques tartes à la rhubarbe, leurs sourires et leur gentillesses, Chassou, fournisseuse officielle de fous rires, pour ses petits plats., Olivier, Phil & Gwen pour leur soutien. Un grand merci à Val pour ses relectures de chapitre et son aide. Merci à Brahim, Mathieu et Baptiste pour leur réconfort et leur accueil dans leur appart'. Merci à toute la troupe de thésard Suisse pour leur gentillesse et leur accueil dans leur laboratoire.

Je tiens enfin à adresser les derniers remerciements à ma famille qui m'a toujours soutenue dans mes études et qui m'a plus particulièrement encouragée et apportée son aide ces derniers mois. Le dicton de ma grand-mère 'Faire et redéfaire, c'est toujours travailler' m'aura permis de rester accrochée et de relativiser. Un grand merci à Christopher pour son soutien et son réconfort de tous les jours. Je te remercie également pour ta patience.

Merci à tous pour vos relectures et vos conseils.

LISTE DES PUBLICATIONS ET PRESENTATIONS ISSUES DE MES TRAVAUX DE RECHERCHE

PUBLICATIONS

Bonin A., Vennin E., Pucéat E., Guiraud M., Arnaud-Vanneau A., Adatte T., Pittet B., Mattioli E. (soumis à Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology). Community replacement in neritic carbonate organisms during the Late Valanginian Platform demise: a new preserved record in the Provence Platform.

.

Barbarin N., **Bonin A.,** Mattioli E., Pucéat E., Cappetta H., Gréselle B., Pittet B., Vennin E. and Joachimski M. (soumis à Marine Micropalaeontology). Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France).

Pucéat E., Joachimski M., Monna F., Bouilloux A., **Bonin A**., Motreuil S. (2010). Revised phosphate/water fractionation equation reassessing published temperature reconstruction from biogenic apatite. EPSL. 10507. 8 pages.

Bonin A., Nardin E., Vennin E & Vizcaïno D. (2007). Brachiopod coquinas of the Upper Arenig, Montagne Noire, France. *In* Vennin E., Aretz M., Boulvain F., Munnecke A. & Vachard D. *Facies from the Paleozoic reefs and bioaccumulations*. Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle.

CONGRES

Bonin A. Arnaud-Vanneau A., Adatte T., Vennin E., Pucéat E., 2010. Upper Valanginian benthic foraminifera evolution during a major carbonate crisis episode: study of a Provencal Platform record (Ollioules section-Southern France). 10th Congress of FORAMS2010. – Bonn (Allemagne) - (communication orale).

Bonin A., Pucéat E., Vennin E., Gravito M., Mattioli E., 2009. Nouvelles données paléoenvironnementales sur la limite Valanginien inférieur/supérieur en domaine de plate-forme téthysienne : étude de la coupe d'Ollioules (Plate-forme Provençale, Sud de La France). - 12ème Congrès Français de Sédimentologie-ASF. – Rennes (France). Vol. 64, p. 44 - (communication orale).

Bonin A., Pucéat E., Vennin E., Mattioli E., Joachimski M., Pittet B., Aurell M. and Barbarin N., 2009. Rudist and oyster $\delta^{18}O$ short term variations in the Western Tethys during the Aptian (Galvé Basin, Northern Spain*).* *8th International Symposium on the Cretaceous System*. - Plymouth (England). p. 145-146 - (poster).

Bonin A., Pucéat E., Vennin E., Mattioli E., Masse J.-P., Pittet B., Joachimski M., and Capetta H., 2009. Fish tooth and rudist d18O records indicate short-term temperature variations during the Valanginian: a basin and platform example in the Western Tethys. - EGU General Assembly. – Vienne (Autriche). Vol. 11, EGU2009-3564-1 - (communication orale).

Bonin A., Pucéat E., Vennin E., Mattioli E. , Masse J.-P. , Pittet B. , Joachimski M., Cappetta H., 2008. Variations des temperatures marines à partir du $\delta^{18}O$ de dents de poisons et de rudistes : Exemple d'un basin et d'une plate-form du Valanginian de l'ouest de la Tethys. *Reunions thématiques du groupe francais du Crétacés – 'Les Climats du Crétacé'*– Paris (France) – p. 7 - (communication orale).

Bonin A., Pucéat E. , Vennin E., Mattioli E. , Masse J.-P. , Pittet B. , Joachimski M., Chesnel V., 2008. Fish tooth and rudist $\delta^{18}O$ exploring short-term marine temperature variations in the Western Tethys during the Valanginian. *26th Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists (IAS).*- Bochum (Allemagne)- p.55 - (poster).

Bonin A., Nardin E., Lefebvre B., Vizcaïno D., Vennin E., Babin C., Cocks L.R.M., Muir L., 2006. Evolution paléoenvironnementale durant la transgression ordovicienne (Arenig) au niveau de la plate forme gondwanienne. *Réunion des sciences de la Terre* – Dijon (France) - p. 204 - (poster).

Bonin A., Hunter A., Lefebvre B., Vizcaïno D., Vennin E., Nardin E., Babin C., Cocks L.R.M., 2006. Palaeontological and sedimentological study of the Landeyran Formation (Lower Landeyran) of Montagne Noire (South France) : biostratigraphical and palaeoenvironmental implications. *IGPCC 503 Ordovician Palaeogeography and palaeoclimate - 'Changing palaeogeographical and palaeobiogeographical patterns in the Ordovician and Silurian'* – Glasgow (Ecosse) - p. 14 - (poster).

Chapitre 1

Les perturbations du Crétacé inférieur

SOMMAIRE DU CHAPITRE 1

Introduction 5

1.1 Contexte général au Crétacé 6

1.2 Les perturbations du Crétacé inférieur 8

1.2.1 L'épisode Valanginien 9

1.2.1.1 Les perturbations du cycle du carbone 10

1.2.1.2 La crise de la production carbonatée au Valanginien 12

1.2.1.3 Les reconstitutions climatiques du Valanginien 14

1.2.2 Les perturbations de l'Aptien 16

1.2.2.1 Les perturbations du cycle du carbone à l'Aptien 18

1.2.2.2 Les crises de la production carbonatée 19

1.2.2.3 Fluctuations climatiques connues à l'Aptien 23

1.3 Objectifs de la thèse 25

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte paléogéographique du Crétacé inférieur et localisations des provinces ignées LIPs affectant cet intervalle …… 7

Figure 1.2 : Les perturbations du Crétacé inférieur …… 8

Figure 1.3 : Les perturbations environnementales au Valanginien …… 9

Figure 1.4 : Comparaison des shifts positifs du $\delta^{13}C$ enregistrés dans différents bassins, plates-formes et marges (modifié d'après Gréselle, 2007) ……10

Figure 1.5 : Synthèse des reconstitutions paléoclimatiques du Nord ouest de la Téthys au Valanginien à partir des marqueurs géochimiques $\delta^{18}O$ et Mg/Ca.…… ……15

Figure 1.6 : Les perturbations de l'Aptien inférieur.……...17

Figure 1.7 : L'enregistrement global des perturbations du cycle du carbone à l'Aptien inférieur ……..18

Figure 1.8 : Synthèse des dépôts de plates-formes à l'Aptien (modifié d'après Embry *et al.*, 2010) 22

Figure 1.9 : Synthèse des reconstitutions paléoclimatiques au cours de l'Aptien à partir d'enregistrements téthysiens……..24

Introduction

L'histoire de la Terre est, de tout temps, jalonnée de fluctuations climatiques observables sur des périodes allant de quelques dizaines d'années à plusieurs dizaines de millions d'années. Ces variations, quelles que soient les échelles de temps, sont fortement corrélées aux variations de la pression partielle de dioxyde de carbone atmosphérique (pCO_2) (Crowley et Berner, 2001 ; Royer, 2006). Au cours de l'histoire de la planète, le CO_2 semble avoir joué un rôle prépondérant dans les changements climatiques et est aujourd'hui considéré comme le facteur de contrôle majeur du climat (Frakes *et al.*, 1992 ; Shackleton, 2000 ; Royer *et al.*, 2004 ; Royer ; 2006 ; Royer *et al.*, 2007). La pCO_2, fluctuant elle aussi au terme d'échelles de temps variées, est conditionnée par différents échanges de carbone intervenant dans les cycles biogéochimiques du carbone.

Le carbone, qui entre dans la composition de la matière organique, du carbonate de calcium, des gaz de l'atmosphère, est impliqué dans de nombreux processus biologiques et physico-chimiques ; il est alors échangé plus ou moins rapidement entre les différents réservoirs que sont la biosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère et la géosphère et est impliqué dans les fluctuations du taux de CO_2 atmosphérique. Parmi les processus qui produisent des changements à la fois des quantités et des sources de CO_2 pour l'atmosphère/hydrosphère, le volcanisme et la libération de clathrates de méthane ont des répercussions à différentes échelles temporelles sur la pCO_2. L'enfouissement de carbone dans les sédiments marins sous forme de carbone organique (issu de la production primaire) d'une part, inorganique (piégé dans la production carbonatée) d'autre part, et l'érosion continentale sont deux processus qui soustraient du CO_2 à l'atmosphère. Néanmoins, les échelles de temps auxquelles ils agissent sont différentes : l'enfouissement de carbone organique agit plutôt sur le court terme alors que la précipitation de carbonate fait office de piège à carbone sur le très long terme (> 1 Ma) ; bien que sur le court terme, cette réaction chimique soit libératrice de CO_2 (Holligan et Robertson, 1996). Par conséquent, un arrêt de la production carbonatée peut également engendrer un changement de la composition en CO_2 de l'atmosphère.

La production carbonatée est contrôlée par différents paramètres tels que la pCO_2, qui peut entraîner une acidification des océans (*e.g.* Erba *et al.*, 2010), les nutriments et la température. Dans ce travail, nous nous intéressons particulièrement aux interactions existant entre le climat et la production carbonatée. Les climats humides, intensifiant l'érosion continentale et l'apport de nutriments dans l'océan *via* les rivières, favorise l'élévation du niveau trophique dans les océans. Ces conditions peuvent à la fois être bénéfique à la production (Schlager, 1992) comme entraîner son inhibition lorsque les conditions sont eutrophiques (Schlager, 1992 ; Föllmi *et al.*, 1994). Par ailleurs, il est supposé qu'une élévation des températures puisse avoir des conséquences sur le

développement des systèmes carbonatés comme l'attestent les travaux réalisés sur les plates-formes anciennes (*e.g.* Wilson *et al.,* 1998) et les travaux s'intéressant au blanchissement actuel des coraux (*e.g.* Glynn, 1991 ; Glynn, 1996 ; Hoegh-Guldberg, 1999 ; Rosenberg et Ben-Haim, 2002 ; Hughes *et al.,* 2003). D'autre part, les études récentes réalisées à partir de modèles climatiques couplés à des modèles géochimiques laissent penser qu'une crise de la production carbonatée pourrait elle-même provoquer un refroidissement climatique sur une échelle de temps inférieure à 1 Ma (Donnadieu *et al.*, *accepté*). Les liens entre le climat et la production carbonatée restent toutefois incertains, du fait du peu de données climatiques en regard des évolutions des producteurs de carbonates en domaine néritique.

Le Crétacé est une période clé pour étudier les interactions entre le climat et la production carbonatée : cette période est marquée par un niveau marin des plus élevés (Hardenbol *et al.,* 1998) privilégiant ainsi la formation de larges plates-formes carbonatées au niveau des plateaux continentaux immergés. A l'Aptien, ces plates-formes représentent 7,4.10 ^{6} km² contre 1,28 .10 ^{6} km² actuellement (Philip, 2003). Ces plates-formes bien développées ont cependant connu des périodes de crise durant les étages Valanginien et Aptien du Crétacé inférieur. Elles coïncideraient avec des refroidissements à court terme (< 1Ma ; Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; McArthur *et al.*, 2007) alors que le Crétacé est connu pour être une période d'optimum climatique (*greenhouse*) associé à des pCO_2 atmosphériques élevées (Royer *et al.,* 2004 ; Royer, 2006). Dans ce travail, nous nous focalisons donc sur ces deux étages du Crétacé inférieur afin d'établir les liens entre les crises de la production carbonatée et les refroidissements qui les ponctuent.

1.1 CONTEXTE GENERAL AU CRETACE

Le Crétacé est marqué par l'océanisation de l'océan Atlantique Nord qui a débuté dès la fin du Jurassique et s'est prolongée au Nord durant le Crétacé inférieur séparant ainsi l'Amérique de l'actuelle Europe. Cette création de plancher océanique traduit une activité magmatique importante concomitante de remontée de matériel mantellique au niveau de points chauds. Le magma est libéré en grande quantité à la surface de la Terre et forme de grandes étendues de basalte correspondant aux larges provinces ignées (LIPs : Large Igneous Provinces). Le Crétacé Inférieur est marqué par la formation de trois LIPs nommés Paraná-Etendeka, Otong Java et Kerguelen. Les trapps de Paraná-Etendeka sont issues de l'activité du point chaud de Tristan de Cunhà en Atlantique Sud. Les âges des basaltes sont estimés à 133 +/- 0,6 Ma (Renne *et al.*, 1992 ; Ernesto et al ; 1999) selon les mesures du Ar^{40}/Ar^{39} (Figure 1.1). Les plateaux de Otong Java et de Kerguelen se sont mis en place dans le Pacifique Sud et leurs âges respectifs sont estimés à 122 et 118 Ma (Neal *et al.*, 1997).

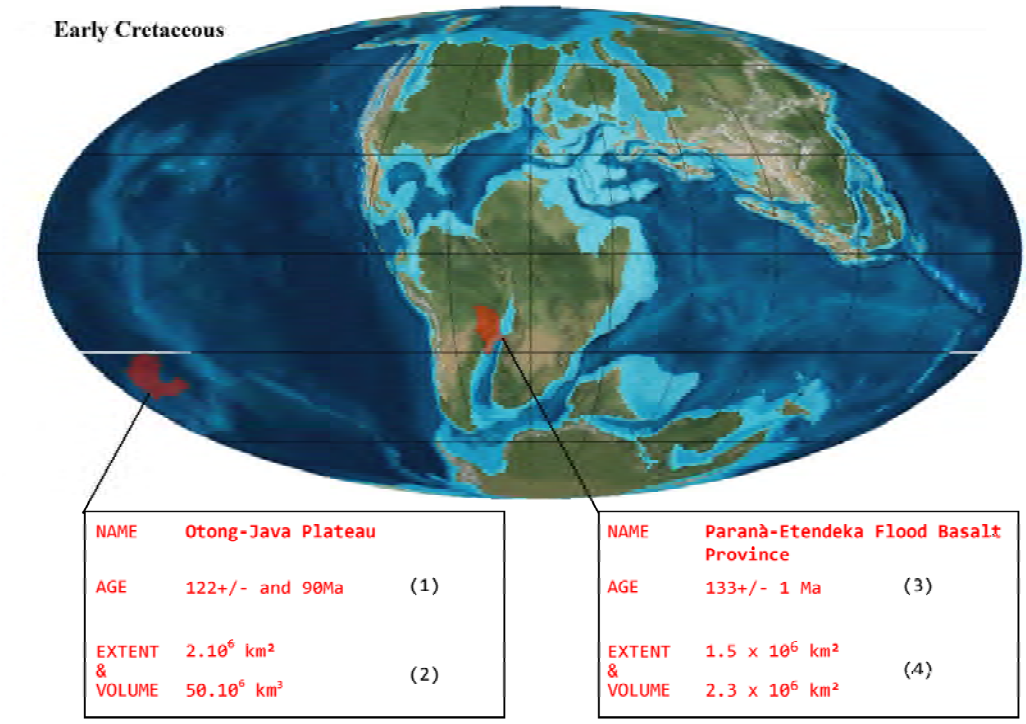


Figure 1.1 : Carte paléogéographique du Crétacé inférieur et localisations des provinces ignées LIPs affectant cet intervalle. Au Crétacé inférieur, l'océan Atlantique a commencé son ouverture, qui se prolonge dans les plus hautes latitudes.
(1) Neal *et al.*, 1997 ; (2) Gladchenko *et al.*, 1997 ; (3) Renne *et al.*, 1992 ; Ernesto *et al.*, 1999 ; (4) Coffin et Eldholm, 2001

Cette importante activité magmatique au Crétacé a des répercussions sur le niveau marin et sur la pCO_2 atmosphérique. D'une part, la production de plancher océanique, jeune, chaud et peu dense, induit la remontée des fonds océaniques responsable d'une élévation du niveau marin (Skelton, 2002). D'autre part, cette activité magmatique peut expliquer une pCO_2 élevée au Crétacé : cette dernière a été estimée entre 800 et 4000 ppm (Berner et Kothavala, 2001 ; Royer, 2006). Cette pression partielle de CO_2 expliquerait le climat *greenhouse* qui régnait au Crétacé. Si ce climat a longtemps été considéré comme stable (Frakes, 1979 ; Barron, 1983 ; Hallam, 1985 ; Sloan et Barron, 1996) les études sédimentologiques, paléoécologiques et géochimiques plus récentes suggèrent l'occurrence d'épisodes froids de courte durée (< 1Ma) (Walter, 1996 ; Price, 1999 ; Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; McArthur *et al.*, 2007). Deux de ces refroidissements, datés du Valanginien et de l'Aptien, coïncident avec des perturbations environnementales du cycle du carbone et de la production carbonatée enregistrées à l'échelle globale (*e.g.* Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006).

1.2 LES PERTURBATIONS DU CRETACE INFERIEUR

Les épisodes de refroidissement du Valanginien et de l'Aptien sont également marqués par des perturbations du cycle du carbone, mis en évidence par des excursions des isotopes stables du carbone (Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.,* 2006) associées à (1) des crises de la production carbonatée néritique et pélagique (Masse, 1993 ; Erba, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2007) et à (2) du stockage de matière organique (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Lini *et al.*, 1992 ; Leckie *et al.,* 2002 ; Figure 1.2). Si ces deux épisodes semblent similaires au premier abord, ils se différencient toutefois par certains aspects qui sont détaillés ci-dessous.

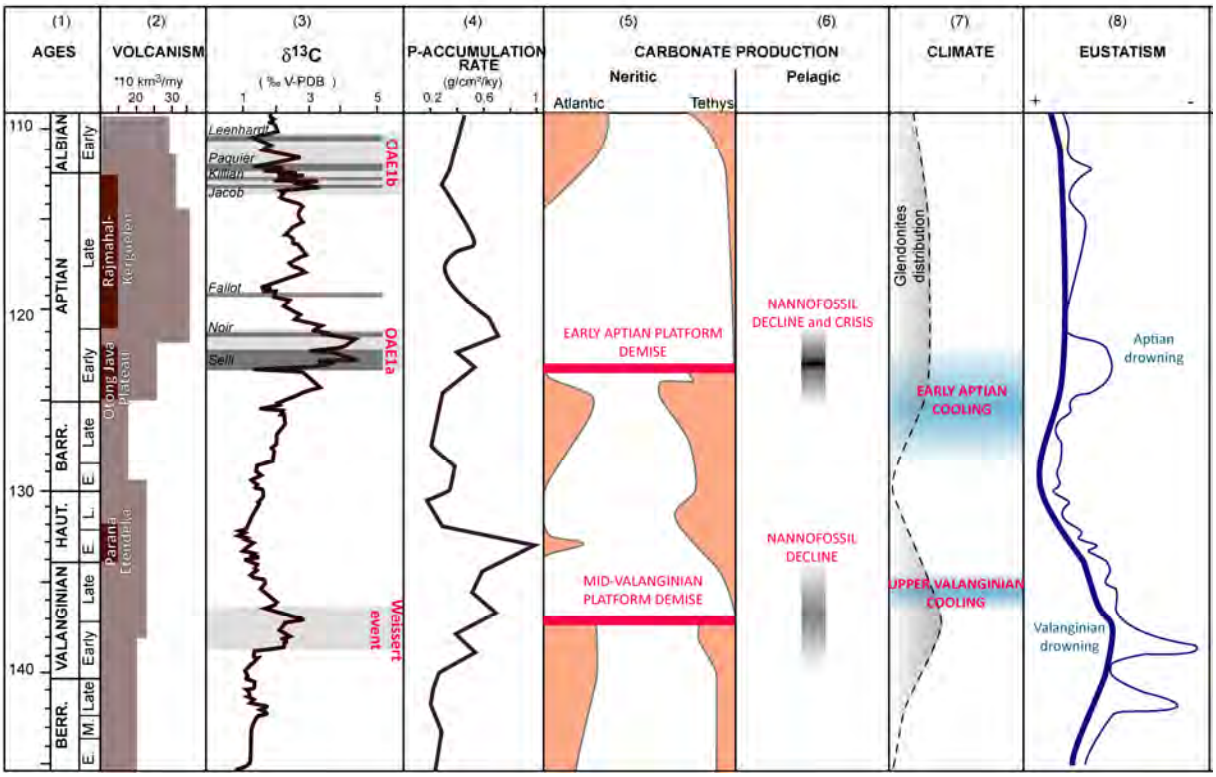


Figure 1.2 : Les perturbations du Crétacé inférieur. La calibration du Crétacé inférieur est établie par Ogg *et al.*, (2008). Cet intervalle s'accompagne d'une activité magmatique importante, marquée par la création de plancher océanique (marron clair ; Larson, 1991) et par la formation de LIPs (Rennes *et al.*, 1992 ; Neal *et al.*, 1997 ; Ernesto *et al.*, 1999 ; Eldholm et Coffin, 2000 ; Jerram et Widdowson, 2005). Cette période de temps est également marquée par des perturbations du cycle du carbone identifiées par les excursions positive du $\delta^{13}C$ (en grisé ; colonne 3) (Emmanuel et Renard, 1993 ; Moullade *et al.*, 1998 ; Hennig *et al.*, 1999 ; van de Schootbrugge *et al.*, 2000 ; Erba *et al.,* 2004 ; Herrle *et al.*, 2004 ; Godet *et al.*, 2006), des crises de la production carbonatée néritique (colonne 5 ; *e.g.* Schlager, 1981 ; Masse, 1993 ; Föllmi *et al.,* 2007) et pélagique (Erba, 1994 ; Bralower *et al.*, 1994 ; Erba *et al.*, 2004 ; Erba et Tremolada, 2004). Ces évènements semblent concomitants avec des refroidissements mis en évidence par l'enregistrement de glendonites aux hautes latitudes (colonne 7 ; Price, 1999), l'analyse du $\delta^{18}O$ de dents de poissons, de rudistes et de bélemnites et par le Mg/Ca de bélemnites provenant du Nord-ouest de la Téthys (colonne 7 ; Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; McArthur *et al.*, 2007). Le Crétacé inférieur présente également une hausse des concentrations de phosphore (colonne 4 ; Föllmi, 1995) et de fluctuations eustatique de 2nd (trait épais) et de 3ème ordre (trait fin ; colonne 8 ; Hardenbol *et al.*, 1998).
Berr. = Berriasian ; Haut. = Hauterivian ; Barr. = Barremian

1.2.1 L'épisode Valanginien

Le Valanginien est le premier étage du Crétacé inférieur qui présenterait une concomitance de fluctuations climatiques et de perturbations du cycle du carbone (Figure 1.3). Selon l'échelle géochronologique de Ogg *et al.* (2008), cet étage s'étend de 133,9 Ma à 140,2 Ma. Ces perturbations, identifiées par une excursion positive du $\delta^{13}C$ qui est enregistrée mondialement et associées à une crise de la production carbonatée et à des préservations limitées de matière organique dans le domaine océanique et continental. Enfin, la partie supérieure de cet intervalle serait marqué par un refroidissement des eaux téthysiennes et boréales (Pucéat *et al.*, 2003 ; McArthur *et al.*, 2007), dont l'étendue globale a récemment été discutée par la publication de nouvelles données géochimiques (Littler *et al.*, 2011).

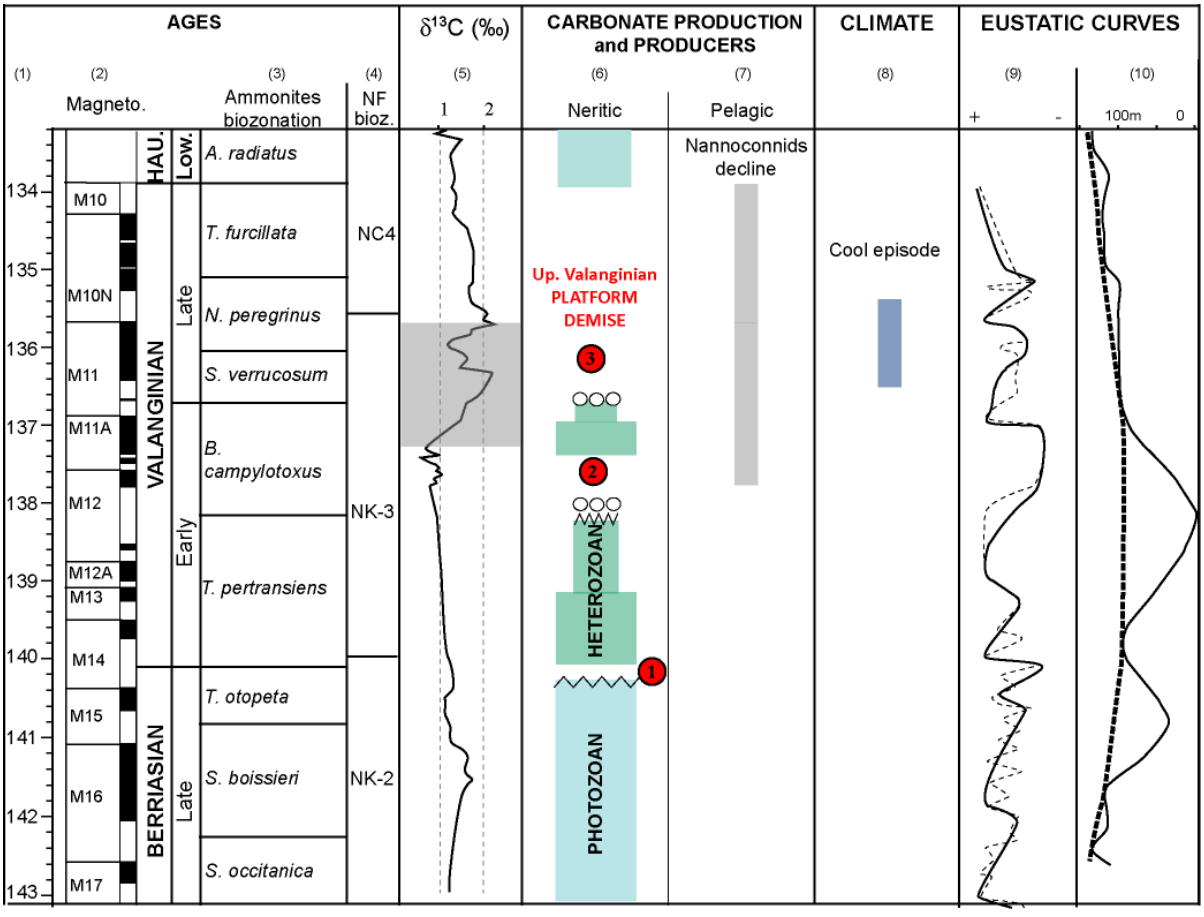


Figure 1.3 : Les perturbations environnementales au Valanginien. Le Valanginien supérieur est marqué par une excursion positive du $\delta^{13}C$, un arrêt de croissance des plates-formes, d'un déclin des nannoconidés et d'un refroidissement. L'arrêt de croissance des plates-formes est précédé par des remplacements de producteurs néritiques au début du Valanginien.
(1) Ogg *et al.*, 2008 ; (2) Reboulet *et al.*, 2009 ; (3) Channel et Erba, 1993 ; (4) Bralower *et al.*, 1994 ; (5) Emmanuel et Renard, 1993 ; Hennig *et al.*, 1999 ; (6) Föllmi et al, 2007 ; (7) Duchamps-Alphonse *et al.*, 2007 ; (8) Pucéat *et al.*, 2003 ; McArthur *et al.*, 2007 ; (9) Gréselle et Pittet, 2010 ;(10) Hardenbol *et al.*, 1998

1.2.1.1 Les perturbations du cycle du carbone

La première excursion positive du $\delta^{13}C$ crétacée, appelée '*Weissert Event*' (Erba, 1994), a été identifiée dans différents secteurs du globe d'une amplitude de 1,5 à 2 ‰ (Figure 1.4), elle est enregistrée dans les dépôts carbonatés de plates-formes et de bassin (Hennig, 2003) des domaines atlantiques (Cotillon et Rio, 1984 ; Adatte *et al.*, 2001), téthysiens (Lini *et al.*, 1992 ; Hennig *et al.*, 1999) et boréaux (Nunn *et al.*, 2010). Cette excursion est également enregistrée dans les dépôts de matière organique marins et continentaux ce qui souligne la dimension globale des perturbations du cycle du carbone (Lini *et al.*, 1992 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Gröcke *et al.*, 2005 ; Nunn *et al.*, 2010).

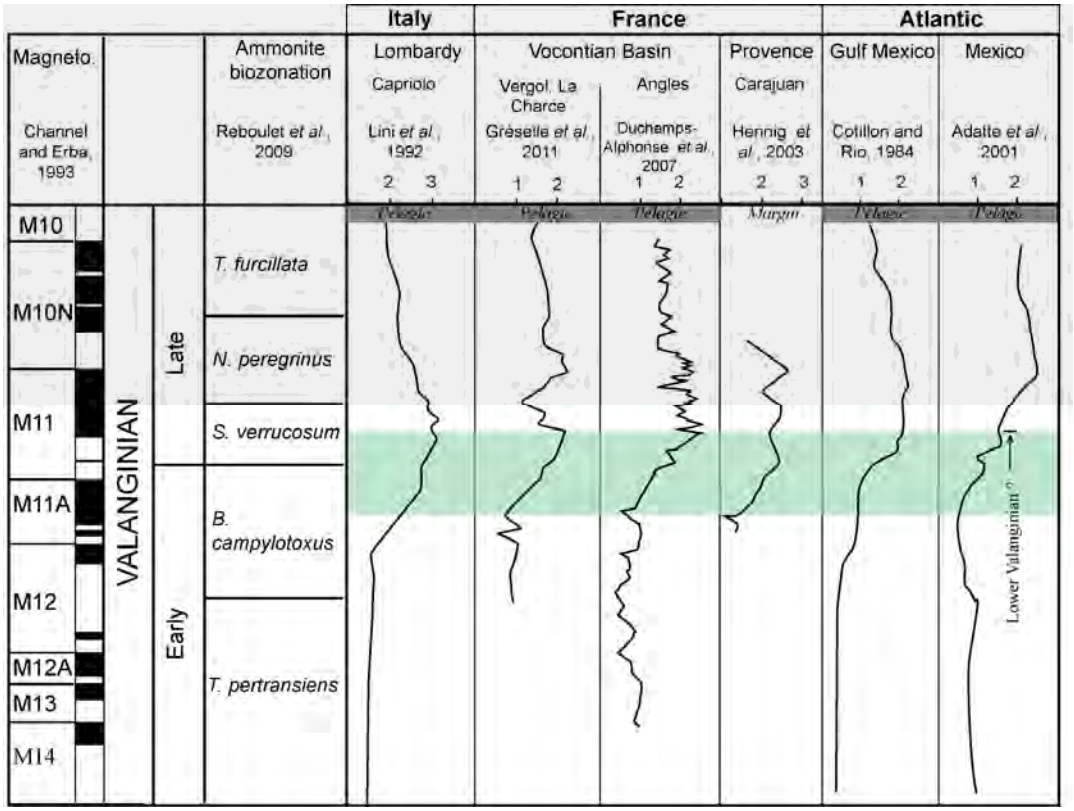


Figure 1.4 : Comparaison des shifts positifs du $\delta^{13}C$ enregistré dans différents bassins, plates-formes et marges (modifié d'après Gréselle, 2007). Magneto = Magnetostratigraphy

Cette augmentation du $\delta^{13}C$ observée à échelle mondiale serait le reflet de changements (1) dans la composition isotopique du carbone du réservoir océanique et (2) dans le cycle du carbone (Lini *et al.*, 1992 ; Weissert *et al.*, 1998). Les excursions positives de $\delta^{13}C$ sont généralement interprétées comme une augmentation de la production primaire et du stockage de la matière organique, enrichie en ^{12}C, dans les dépôts sédimentaires (Scholle et Arthur, 1980 ; Arthur *et al.*, 1987). Toutefois, l'excursion de $\delta^{13}C$ valanginienne n'est associée qu'à quelques rares dépôts marins riches en matière organique limités à quelques localités uniquement (Erba *et al.*, 2004). En effet, ces dépôts affleurent dans les domaines Nord-atlantique et du Weddel Sea, pacifique (Shatsky Rise),

boréal, téthysien (Bassin Vocontien et Bassin Lombard) (Herbin *et al.*, 1983 ; Katz, 1983 ; van Hinte *et al.*, 1987 ; Stein et Rullkötter, 1988 ; Lini *et al.*, 1992 ; Peters *et al.*, 1993 ; Bersezio *et al.*, 2002 ; Bralower *et al.,* 2002 ; Mutterlose *et al.*, 2003 ; Reboulet et Bréhéret, 2003 ; Langrock et Stein, 2004). Ce nombre limité d'enregistrements ne permet pas d'expliquer la perturbation du cycle du carbone par le stockage de la matière organique en domaine océanique (Erba *et al.*, 2004). De récents travaux permettant de mettre en évidence l'origine de la matière organique contenue dans ces quelques niveaux enrichis en matière organique révèlent qu'une partie d'entre eux (domaines téthysien et boréal) se composent de matière organique marine et continentale (Westermann *et al.,* 2010). McCabe et Parrich (1992) relatent notamment l'existence de nombreux niveaux à charbon (Amérique du Nord et du Sud, Inde, Ouest de la Chine, Ouest de l'Europe) datés de la base du Crétacé inférieur et supposent ainsi que le stockage de matière organique ait pu s'effectuer en domaine continental. Ce stockage de ^{12}C au sein des niveaux de charbon, pourrait donc être à l'origine des perturbations du cycle du carbone au Valanginien.

L'origine des pCO_2 élevées a souvent été mise en relation avec le volcanisme intense du Paraná Etendeka (Erba *et al.*, 2004 ; Weissert et Erba, 2004 ; Figure 1.2). Cependant, d'après les récentes échelles géochronologiques (Ogg *et al.,* 2008), ce volcanisme, marquant plutôt la fin du Valanginien à l'Hauterivien (Rennes *et al.*, 1992 ; Thiede et Vasconcelos, 2010), est postérieur aux perturbations environnementales.

Même si son origine est encore mal établie, l'étendue mondiale de l'excursion du $\delta^{13}C$ procure un excellent repère stratigraphique pour corréler les séries sédimentaires entre elles (Weissert *et al.*, 2008). A partir de l'étude des dépôts appartenant au Nord-ouest de la Téthys, l'âge de cette excursion est à présent bien établi sur la base de la biozonation à ammonites (Hennig *et al.*, 1999 ; Reboulet *et al.*, 2009) : elle marque le passage du Valanginien inférieur à supérieur (Hennig *et al.*, 1999 ; Föllmi *et al.*, 2006 ; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007 ; Ogg *et al.*, 2008 ; Gréselle *et al.*, 2011) et plus précisément, cette excursion débute à la fin de la dernière zone à ammonites du Valanginien inférieur, la zone à *Biassalense campylotoxus*, et atteint un premier maximum au milieu de la première zone à ammonites du Valanginien supérieur, la Zone à *Saynoceras verrucosum*.

1.2.1.2 La crise de la production carbonatée au Valanginien

Cette crise est observée dans les domaines néritiques comme pélagiques (Erba, 1994 ; Föllmi, 1995 ; Weissert *et al.,* 1998 ; Erba *et al.*, 2004 ; Erba et Tremolada, 2004) : elle se caractérise par un arrêt de la production au niveau des plates-formes carbonatées et par un déclin des nannoconidés qui sont les producteurs majeurs de carbonates pélagiques à cette époque. Les nannofossiles calcaires et en particulier les *Nannoconus* sont les producteurs majoritaires de carbonate biogènes au Crétacé inférieur (Erba, 1994) avant la radiation des foraminifères planctoniques (Bornemann *et al.,* 2003). Cette crise de la production carbonatée est précédée par des changements de producteurs néritiques fournissant quelques informations sur les modifications environnementales qui peuvent avoir joué un rôle dans cette crise.

a. La crise mondiale des plates-formes et le déclin des producteurs pélagiques

Dans le domaine téthysien, la production est marquée par un premier arrêt de la sédimentation lié à une émersion (Crise 1, Figure 1.3) qui est enregistré dans les domaines jurassiens et helvétiques et du Vercors (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Föllmi *et al.,* 2006 ; 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010). Cet arrêt n'est pas majeur puisque la production reprend dès le début du Valanginien inférieur. En revanche, d'après les travaux menés dans le domaine téthysien, la production semble être clairement affectée lors des crises 2 et 3 datées du Valanginien inférieur et du Valanginien supérieur (Föllmi *et al.*, 2007), qui sont diachrone entre les secteurs (Figure 1.3). La Crise 2 (Figure 1.3) est enregistrée sur les plates-formes Nord-téthysiennes (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Föllmi *et al.*, 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010) comprenant l'arrêt définitif de la production dans les domaines internes du Vercors (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990). Puis, la crise des plates-formes du Valanginien supérieur (Crise 3 ; Figure 1.3), diachrone entre les secteurs, affecte les domaines helvétiques, jurassiens et dauphinois (Charollais *et al.*, 1992 ; Föllmi *et al.,* 2006, 2007 ; Gréselle et Pittet ; 2010). Une crise de la production carbonatée est également identifiée dans le domaine Atlantique et est datée du Valanginien (Schlager, 1980) au Valanginien-Hauterivien (Eliuk, 1978). Les domaines helvétiques enregistrent cette crise dès le début du Valanginien supérieur (équivalent de la Zone à *S. verrucosum* ; Föllmi *et al.,* 2006, 2007). Quant aux secteurs jurassiens et dauphinois, l'âge de cette crise est discuté : il est considéré fin du Valanginien inférieur pour Charollais *et al.* (1992 ; équivalent de la Zone à *B. campylotoxus*) et fin du Valanginien supérieur pour Gréselle et Pittet (2010 ; équivalent de la fin de la Zone à *Neocomites peregrinus)*. Quelles que soient les hypothèses, le Valanginien supérieur (entre les Zones à *S. verrucosum* et à *Acanthodiscus*

radiatus) est marqué par une diminution certaine des carbonates de plates-formes (Charollais *et al.,* 1992 ; Funk *et al.,* 1993 ; Föllmi *et al.*, 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010).

La production pélagique, quant à elle, ne disparaît pas totalement au Valanginien. Elle serait réduite de 60% d'après les calculs de flux de carbonates pélagiques effectués dans les travaux de Erba et Tremolada (2004). Cette chute est la conséquence de faibles abondances des nannoconidés et de l'élargissement du canal central de ces organismes qui aurait comme résultat la diminution de leur masse. Ce déclin de la production biogénique carbonatée s'amorce à la fin du Valanginien inférieur (fin de la zone à *B. campylotoxus*) jusqu'à la fin du Valanginien-début de l'Hauterivien (Erba et Tremolada, 2004). Cependant, des récents travaux sur le Bassin Vocontien mettent en évidence une augmentation du flux des carbonates pélagiques à la limite Valanginien inférieur/supérieur (Gréselle *et al.*, 2011).

b. Les événements précurseurs de la crise des carbonates

Les crises de la production néritique correspondant aux arrêts 2 et 3 (Figure 1.3) surviennent après un changement majeur des communautés néritiques qui colonisent la plate-forme (Figure 1.3). Ce changement se caractérise par l'évolution des communautés dominées par des organismes phototrophes (coraux symbiotiques, algues vertes, …), dites communautés photozoaires, vers des communautés dominées par des organismes hétérotrophes (représentés par des crinoïdes, éponges, bryozoaires, …), appelées communautés hétérozoaires (Föllmi *et al.*, 2006). Les communautés photozoaires sont affiliées à des eaux plutôt chaudes et à des conditions trophiques faibles (pauvres en nutriments ; Föllmi *et al.*, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006). A l'inverse, les communautés hétérozoaires, où les organismes filtreurs dominent, signent des eaux froides et des conditions mésotrophiques (riches en nutriments) (Föllmi, *et al.*, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Philip, 2003 ; Föllmi *et al.*, 2006). Ce remplacement des communautés photozoaires par les communautés hétérozoaires, qui aurait lieu dès le début du Valanginien (*Föllmi et al.*, 2006), traduit un enrichissement des eaux océaniques en nutriments.

Cette élévation du niveau trophique, également enregistrée par l'augmentation des concentrations de phosphore océanique (Föllmi, 1995 ; Figure 1.2), se serait effectuée dès le Berriasien supérieur (Figures 1.2 et 1.3). Ces nutriments, selon Föllmi (1995), proviendraient de l'érosion continentale, dont le produit est transporté du continent vers les océans par les rivières. Cette hypothèse est confortée par (1) l'augmentation de la part détritique dans les dépôts de plates-formes téthysiennes dès le Valanginien inférieur (Funk *et al.*, 1993 ; Gréselle et Pittet, 2010) et (2) par l'augmentation de la kaolinite dans les dépôts pélagiques (Fesneau *et al.*, 2009). D'après Weissert *et al.* (1998) et Föllmi (1995), les crises des plates-formes carbonatées seraient en partie liées à cette

hausse du niveau trophique atteignant des conditions eutrophiques au début du Valanginien supérieur. En revanche, Weissert *et al.* (1998) insistent sur le fait que la hausse du niveau trophique ne peut déclencher à elle seule la crise des plates-formes carbonatées. Une hausse du niveau marin, indiquée par les courbes eustatiques de Hardenbol *et al.* (1998 ; Figure 1.2 et Figure 1.3) et soulignée par l'observation de niveaux condensés dans les domaines helvétiques (Funk *et al.*, 1993 ; *Föllmi et al.*, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2007), est également un facteur déclencheur important dans cette crise. A l'inverse, de récents travaux suggèrent plutôt l'intervention de baisses eustatiques répétées au Valanginien supérieur étant à l'origine de la crise des plates-formes de cette même période (Gréselle et Pittet 2010). Cette hypothèse se base sur l'observation de niveaux émersifs dans le Jura.

Peu de niveaux carbonatés néritiques datant du Valanginien supérieur sont donc connus en raison de cette crise des plates-formes. Quelques domaines, tels que le domaine apulien (Föllmi, 1995) et le domaine sud-provençal (Masse, 1993) seraient néanmoins préservés de cette crise. Ces dépôts restent cependant mal datés ce qui limite la mise en correspondance de l'évolution de la production carbonatée et le climat.

1.2.1.3 Les reconstitutions climatiques du Valanginien

L'hypothèse d'un refroidissement au Valanginien repose sur des travaux sédimentologiques, paléoécologiques et géochimiques.

Les dépôts glaciaires (glendonites, tillites, *dropstones*) enregistrés en hautes latitudes (Canada, Sibérie, Australie, Spitzbierg) marquent le Valanginien et l'Aptien (Figure 1.2). Ces dépôts suggèrent l'occurrence d'épisodes froids au cours de ces deux intervalles (Frakes et Francis, 1990 ; Price, 1999). Toutefois l'âge de ces dépôts reste incertain.

L'existence d'un épisode froid durant le Valanginien est également identifiée par des changements paléoécologiques : dans le domaine téthysien, la crise des bryozoaires au cours du Valanginien supérieur a été mise en relation avec une chute des températures (Walter, 1996). Cet intervalle s'accompagne également d'une migration des ammonites et des nannoconidés des bassins boréaux vers des bassins situés dans des zones tropicales à subtropicales au milieu du Valanginien (début de la Zone à *S. verrucosum*) et au cours du Valanginien supérieur (Zone à *N. peregrinus* ; Boisseau *et al.,* 1982 ; Mutterlose, 1989 ; Reboulet *et al.*, 1992). Ces migrations ont été interprétées comme la conséquence de variations eustatiques ainsi que par une chute des températures océaniques (Mutterlose, 1989 ; Reboulet *et al.*, 1992).

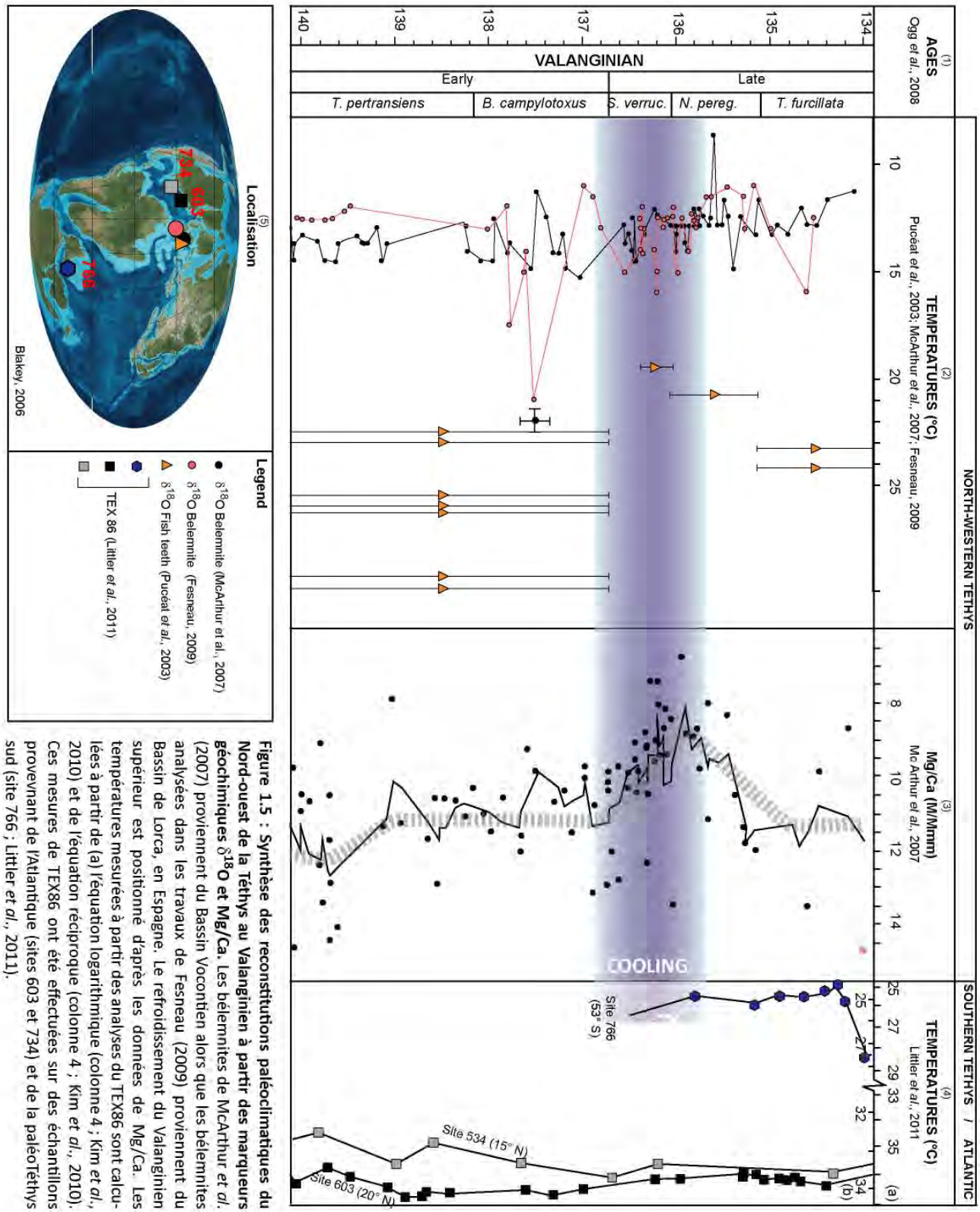


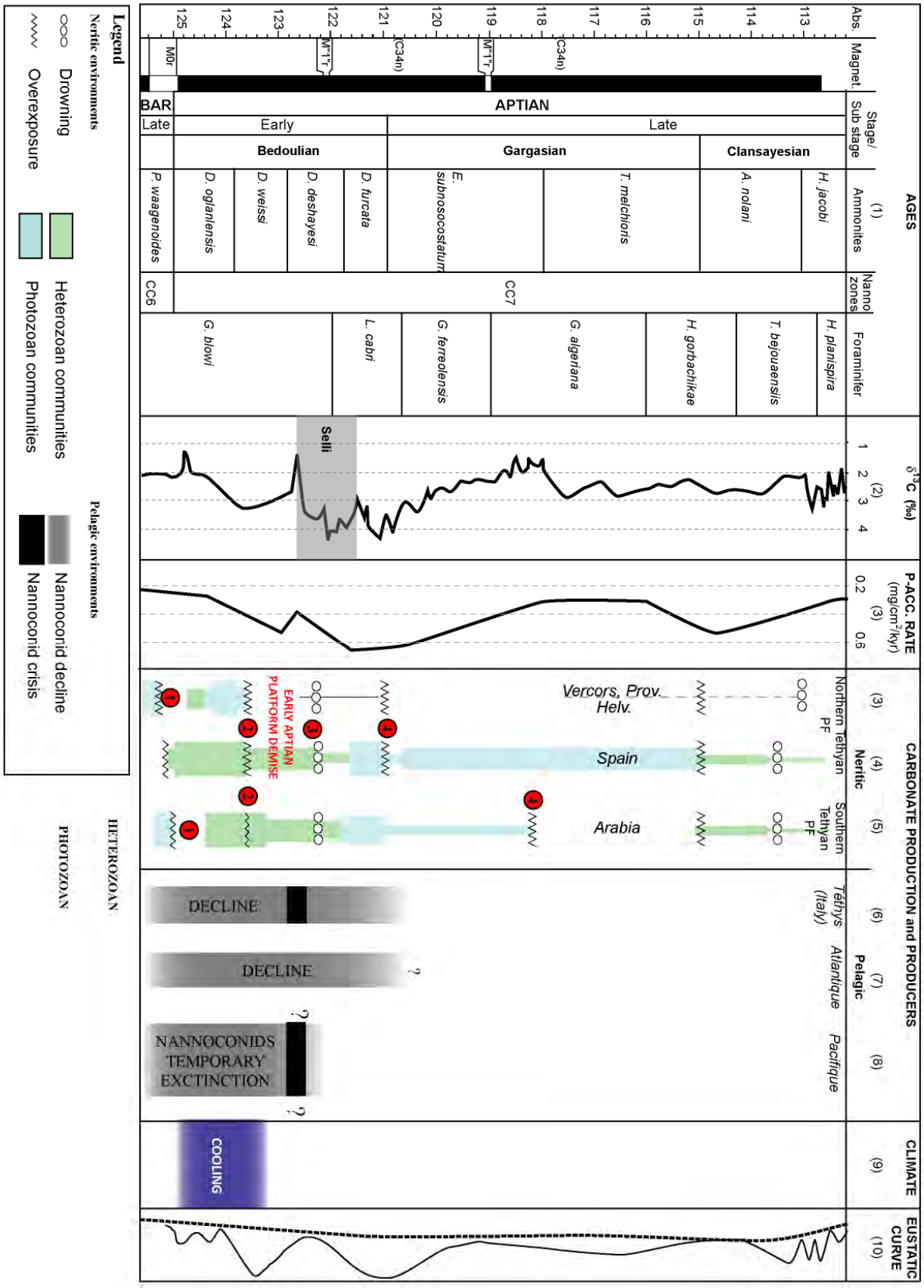
Figure 1.5 : Synthèse des reconstitutions paléoclimatiques du Nord-ouest de la Téthys au Valanginien à partir des marqueurs géochimiques $\delta^{18}O$ et Mg/Ca. Les bélemnites de McArthur *et al.* (2007) proviennent du Bassin Vocontien alors que les bélemnites analysées dans les travaux de Fesneau (2009) proviennent du Bassin de Lorca, en Espagne. Le refroidissement du Valanginien supérieur est positionné d'après les données de Mg/Ca. Les températures mesurées à partir des analyses du TEX86 sont calculées à partir de (a) l'équation logarithmique (colonne 4 ; Kim *et al.*, 2010) et de l'équation réciproque (colonne 4 ; Kim *et al.*, 2010). Ces mesures de TEX86 ont été effectuées sur des échantillons provenant de l'Atlantique (sites 603 et 734) et de la paléoTéthys sud (site 766 ; Littler *et al.*, 2011).

Les reconstitutions de températures des eaux de surface réalisées à partir des marqueurs géochimiques sont limitées pour le Crétacé inférieur, en raison de la rareté et de la mauvaise préservation des foraminifères planctoniques. Les reconstitutions disponibles pour le Valanginien se basent sur l'analyse du $\delta^{18}O$ de dents de poissons pélagiques et de rostres de bélemnites et sur l'analyse du Mg/Ca de bélemnites récoltées dans les domaines Nord téthysiens et boréaux (Figure 1.5 ; Pucéat *et al.*, 2003 ; van de Schootbrugges *et al.*, 2000 ; McArthur *et al.*, 2007). L'augmentation du $\delta^{18}O$ des dents de poissons pélagiques et des bélemnites et la diminution du Mg/Ca à partir du début du Valanginien supérieur signalent un refroidissement des eaux boréales et du Nord-ouest de la Téthys (McArthur *et al.*, 2007 ; Figure 1.5). D'après la courbe du Mg/ Ca, le minimum thermique marque le début de la zone à *N. peregrinus* suivi d'une augmentation de ce rapport, associé à un réchauffement durant la fin du Valanginien supérieur (McArthur *et al.*, 2007). Récemment, des données de TEX86, provenant des forages des campagnes de *Ocean Drilling Project* (ODP) de la paléoTéthys (site 766) et de *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) de l'Atlatntique (sites 734 et 603) appartenant l'océan proto-Atlantique viennent compléter les reconstitutions des paléotempératures et leur donnent une dimension plus globale (Littler *et al.*, 2011 ; Figure 1.5). Ces données signalent un climat stable du Berriasien jusqu'à l'Hauterivien dans les latitudes moyennes et basses. L'utilisation du marqueur paléothermique TEX86 est connue pour être compliquée, particulièrement lorsqu'on l'utilise dans les domaines polaires, les domaines soumis aux courants d'upwellings, les bassins anoxiques où les sites présentant des infiltrations d'eaux froides (Littler *et al.*, 2011).

1.2.2 Les perturbations de l'Aptien

L'Aptien, s'étendant de 112 Ma à 125 Ma, est la deuxième période du Crétacé inférieur à être marquée par des perturbations du cycle du carbone qui coïncideraient avec des fluctuations climatiques à court terme. A la différence du Valanginien, les perturbations du cycle du carbone de l'Aptien inférieur sont associées à un stockage important de matière organique marine très bien enregistré et à une crise de la production carbonatée (Figure 1.6). Ces perturbations ont été mises en relation avec un volcanisme intense dont l'âge est très bien contraint à l'Aptien inferieur (Larson, 1991 ; Figure 1.6).

Figure 1.6 (ci-contre) : **Les perturbations de l'Aptien inférieur**. Les numéros 1, 2 et 3 correspondent aux crises des différentes plates-formes carbonatées téthysiennes.
Abs. : Absolute ages ; P-Acc. Rate : Phosphorus Accumulation rate
(1) Ogg *et al.*, 2008 ; (2) Moullade *et al.*, 1998 ; Herrle *et al.*, 2004 ; (3) Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al*, 2007 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; (4) Embry *et al.*, 2010 ; (5) van Buchem *et al.*, 2002 ; van Buchem *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al*., 2010 ; (6) Erba, 1994 ; Erba et Tremolada, 1994 ; (7) Erba *et al.*, 2004 ; (8) Bralower *et al.*,1994 ; (9) Pucéat *et al.,* 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; (10) Hardenbol *et al.,* 1998


AGES
Abs.
Magnet.
Stage/ Sub stage
(1) Ammonites
Nanno zones
Foraminifer
δ13C (‰)
(2)
P-ACC. RATE (mg/cm2/kyr)
(3)
CARBONATE PRODUCTION and PRODUCERS
(3) Northern Tethyan PF
(4) Neritic
(5) Southern Tethyan PF
(6) Téthys (Italy)
(7) Pelagic
(8) Atlantique Pacifique
CLIMATE
(9)
EUSTATIC CURVE
(10)
BARREMIAN
APTIAN
Late
Early
Late
Bedoulian
Gargasian
Clansayesian
P. waageneoides
D. oglanlensis
D. weissi
D. deshayesi
D. furcata
E. subnosocostatum
T. melchioris
A. nolani
H. jacobi
CC6
CC7
G. blowi
L. cabri
G. ferreolensis
G. algeriana
H. gorbachikae
T. bejouaensis
H. planispira
M0r
M"1"r
M"1"r
C34n)
C34n)
Selli
Vercors, Prov. Helv.
Spain
Arabia
EARLY APTIAN PLATFORM DEMISE
DECLINE
DECLINE
NANNOCONIDS TEMPORARY EXCTINCTION
COOLING
HETEROZOAN
PHOTOZOAN
Legend
Neritic environments
Drowning
Overexposure
Heterozoan communities
Photozoan communities
Pelagic environments
Nannoconid decline
Nannoconid crisis

1.2.2.1 Les perturbations du cycle du carbone à l'Aptien

L'Aptien inférieur est marqué par une excursion positive de $\delta^{13}C$ d'une amplitude de 3 à 3,5‰ enregistrée dans les dépôts carbonatés de la Téthys (Nord de l'Italie, Bassin Vocontien, Apeninnes), de l'Atlantique Nord et de l'océan Pacifique (*e.g.* Weissert et Bréhéret, 1991 ; Weissert et Lini, 1991 ; Erbacher, 1994 ; Jenkyns, 1995) et est également enregistrée dans des dépôts de matière organique (domaine atlantique ; Bralower *et al.*, 1999 ; Figure 1.7). L'excursion positive du $\delta^{13}C$ traduit, comme probablement pour le Valanginien, une perturbation du cycle du carbone associée à une préservation accrue de matière organique marine (Hochuli *et al.*, 1999). Elle est concomitante avec l'enregistrement de *black shales* pluricentimétriques dans les domaines pélagiques à hémipélagiques des secteurs téthysien (niveau Selli), atlantique et pacifique (Jenkyns et Wilson, 1999 ; Hochuli *et al.*, 1999 ; Bralower *et al.*, 2002 ; Figure 1.7). L'importance de ces dépôts de matière organique durant l'Aptien inférieur traduirait des conditions anoxiques affectant tout l'océan durant 0,5 à 1 Ma (Sliter, 1989a; Bralower *et al.*, 1994, 1997, 1999; Föllmi *et al.*, 1994; Jenkyns, 1995; Menegatti *et al.*, 1998; Jones and Jenkyns, 2001).

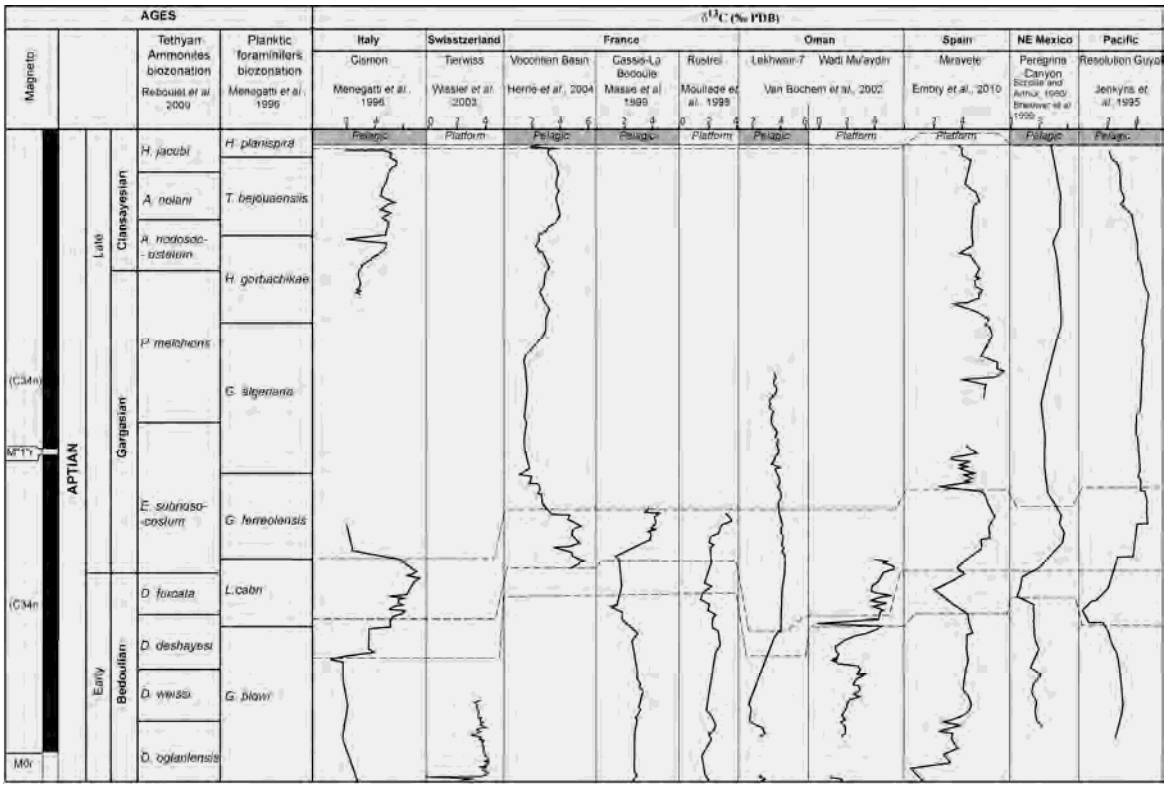


Figure 1.7 : L'enregistrement global des perturbations du cycle du carbone à l'Aptien inférieur. En raison de difficultés de correspondance entre les différentes biozonations, les enregistrements ne sont pas bien corrélés entre eux (d'après Embry *et al.*, 2010)

Les *Oceanic Anoxic Events* (OAEs) sont des épisodes de mauvaises conditions d'oxygénation des eaux océaniques. L'OAE de l'Aptien inférieur est désigné comme l'OAE1a. Deux hypothèses ont été formulées afin d'expliquer l'origine de la préservation de la matière organique durant les OAEs : la première hypothèse considère que cette préservation est uniquement favorisée par des conditions anoxiques sans une production primaire accrue (Bralower et Thierstein, 1984 ; Tyson, 1995 ; Rullkötter, 2000). La deuxième suppose que cette préservation exceptionnelle est due à une production organique tellement importante que sa dégradation a rendu l'océan anoxique et la matière organique restante n'a pu être dégradée en l'absence d'oxygène (Pedersen et Calvert, 1990). Ces deux hypothèses conduisent à des modèles antithétiques ; l'un implique une réduction de la circulation océanique, coïncidant avec une réduction de la production primaire alors que le second décrit une circulation océanique importante et un recyclage des nutriments. En ce qui concerne l'épisode aptien, certaines études semblent supporter le contrôle de la productivité primaire sur le dépôt des *black shales* de l'OAE1a (Hochuli *et al.*, 1999). Par ailleurs, les évènements volcaniques de l'Aptien inférieur (Otong Java) auraient joué un rôle dans l'augmentation de cette productivité primaire en apportant des nutriments dans les eaux de surface (*e.g.* Weissert et Erba, 2004).

L'âge du début de l'OAE1a est encore discuté : Menegatti *et al.* (1998) et Mehay *et al.* (2009), d'après l'étude des niveaux noirs préservés dans le domaine téthysien alpin, considèrent que l'OAE1a est enregistré dès le début de l'excursion positive de $\delta^{13}C$. D'autres auteurs avancent que cet évènement débute un peu avant, dès l'excursion négative de $\delta^{13}C$ qui précède l'excursion positive (Bralower *et al.*, 1999 ; Tejada *et al.*, 2009).

Cet évènement anoxique a été l'une des causes avancée pour expliquer la crise des plates-formes carbonatées (*e.g.* Schlager et Philip, 1990) enregistrée au milieu de l'Aptien inférieur (équivalent de la Zone à D. weissi, Crise 2 ; Figure 1.5). Avec l'amélioration des datations, il est clairement établi que cette crise de la biocalcification précède l'épisode d'anoxie dans les océans (Föllmi et Gainon, 2008 ; Embry *et al.*, 2010).

1.2.2.2 Les crises de la production carbonatée

Comme pour le Valanginien, la crise de la production carbonatée aptienne marque aussi bien les domaines néritiques que pélagiques (Figure 1.2 et 1.6). Elle se caractérise (1) par trois arrêts de croissance des plates-formes au début, au milieu et à la fin de l'Aptien inférieur (Crises 1, 2 et 3 ; Figure 1.6) enregistrés à l'échelle globale (Schlager, 1981 ; Arnaud *et al*., 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; Embry *et al*., 2010) et (2) par un déclin puis par une crise des producteurs pélagiques

principaux, les nannoconidés. Cette dernière atteste d'une production biogène pélagique beaucoup plus réduite qu'au Valanginien (Erba et Tremolada, 2004).

a. Les crises des plates-formes et des producteurs pélagiques

Le domaine téthysien est marqué par un premier arrêt à la limite Barrémien-Aptien (Crise A1 ; Figure 1.6) coïncidant avec une chute eustatique (Hardenbol *et al.*, 1998) et qui serait synchrone entre les domaines Nord- et Sud-téthysien (Arnaud *et al.*, 1998 ; Embry *et al.*, 2010 ; Shroeder *et* al, 2010 ; van Buchem *et al.*, 2010). Au sein des domaines arabiques, provençaux et ceux du Vercors, il signe l'arrêt des plates-formes oligotrophiques accompagné par des changements de conditions environnementales (trophiques, températures) concomitantes (Figure 1.8). Alors que les plates-formes espagnoles et arabiques sont dominées par des organismes hétérozoaires (orbitolines, puis microbialites ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Immenhauser *et al.*, 2005 ; Rameil *et al.*, 2010 ; Embry *et al.*, 2010 ; Huck *et al.*, 2011) jusqu'à la fin de l'Aptien inférieur (Embry *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010), les plates formes provençales, helvétiques et celles du Vercors enregistrent un retour des producteurs photozoaires dans la première partie de l'Aptien inférieur, caractérisé dans les trois domaines par le développement des rudistes (Masse *et al.*, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1998 ; Embry, 2005 non publié ; Föllmi et Gaudin, 2008). Ces plates formes photozoaires sont marquées d'une deuxième crise au milieu de l'Aptien inférieur (Crise A2 ; Figures 1.6 et 1.8 ; Masse *et al.*, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008) associée à une érosion (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008) et qui entraine la réduction de la production au niveau de ces secteurs Provençales, Helvétiques et celles du Vercors. Cet arrêt est également marqué chez les plates-formes espagnoles et arabiques mais ne semble pas affecter la production carbonatée dans ces secteurs (Embry *et al.*, 2010 ; van Buchem *et al*., 2010). Un troisième arrêt de la production A3 (Figure 1.6), coïncidant avec un ennoiement des plates-formes, est identifié sur les plates-formes helvétiques, du Vercors et espagnol (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; Embry *et al.*, 2010). Celui-ci est associé à l'enregistrement de niveaux condensés dans le domaine Helvétique (Föllmi et Gainon, 2008 ; Figure 1.8) et au dépôt des marnes dans le domaine espagnol (Marnes de Forcall ; Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010 ; Figure 1.8). En revanche, dans les domaines arabiques, il n'est pas considéré comme majeur (Simmons, 1994 ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Embry *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010 ; van Buchem *et al.*, 2010 ; Vincent *et al.,* 2010). Les domaines de bassin sont toutefois marqués d'une augmentation de la proportion de marnes (Shroeder *et al.*, 2010 ; van Buchem, 2010 ; Figure 1.8). **Dans notre travail, nous considérerons la crise du milieu de l'Aptien inférieur comme majeure puisqu'elle cause la disparition de certaines plates-formes téthysiennes telles que les plates-formes provençales (Masse *et al.*, 1993 ; Embry, 2005 données non publiées) ainsi que la**

réduction de la production dans les domaines du Vercors et Helvétique (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2008 ; Figure 1.8). En Espagne, cet arrêt est néanmoins de courte durée ; en effet, la production reprend dès la fin de l'Aptien inférieur avec le développement de producteurs photozoaires tels que les coraux puis les rudistes (Embry *et al.*, 2010). Ces remplacements semblent être concomitants avec ceux qui s'opèrent dans le domaine arabique, caractérisés également par le développement de producteurs oligotrophiques dominés par les rudistes (Shroeder *et al.*, 2010). Enfin, les plates-formes téthysiennes sont toutes marquées d'un arrêt de leur production, diachrone entre les secteurs, caractérisé par une émersion et une abrasion des dépôts (Crise 4 ; Figure 1.6) en relation avec la chute eustatique du milieu de l'Aptien (Apt 4, Figure 1.8 ; Hardenbol *et al.*, 1998). Cet arrêt entraine la chute de la production carbonatée de tous les domaines téthysiens, sauf celle de l'Espagne, qui reprend sa production dès le début de l'Aptien supérieur (Embry *et al.*, 2010).

Les producteurs de carbonates pélagiques quant à eux voient leur abondance décliner tandis que leur canal central s'élargit dès le début de l'Aptien selon les observations réalisées en domaine téthysien, atlantique et pacifique (Bralower *et al.*, 2002 ; Erba et Tremolada, 2004 ; Tremolada *et al.*, 2006 ; Herrle *et al.*, 2010). **Ce déclin aboutit à une véritable crise, qui se caractérise par une abondance très réduite des nannoconidés à canaux larges et canaux étroits** (Bralower *et al.*, 1994 ; Erba, 1994 ; Erba et Tremolada, 2004). Cette intervalle de crise, daté du milieu de l'Aptien inférieur (équivalente à la fin de la Zone à ammonite *D. deshayesi* ; Figures 1.6 et 1.8), est enregistré dans le domaine téthysien et dans le domaine pacifique (Bralower *et al.*, 1994 ; Erba, 1994 ; Erba et Tremolada, 2004). **Cette crise de la biocalcification, dans le domaine pélagique, se caractériserait par une chute de 90% des flux de carbonates** selon les quantifications réalisées par Erba et Tremolada (2004) dans le domaine téthysien.

b. Les événements précurseurs de la crise des carbonates

Dans les domaines néritiques, la crise majeure des plates-formes datant du milieu de l'Aptien inférieur (Crise 2 ; Figure 1.6) est précédée par un changement de producteurs ; de façon similaire au Valanginien, un remplacement des communautés photozoaires par des communautés hétérozoaires marque la zone à *Deshayesites oglandensis* (début de l'Aptien inférieur ; Figures 1.6 et 1.8 ; *e.g.* Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006 ; Embry *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010). Ces remplacements de faunes soulignent, comme pour le Valanginien, une élévation du niveau trophique dans les eaux océaniques.

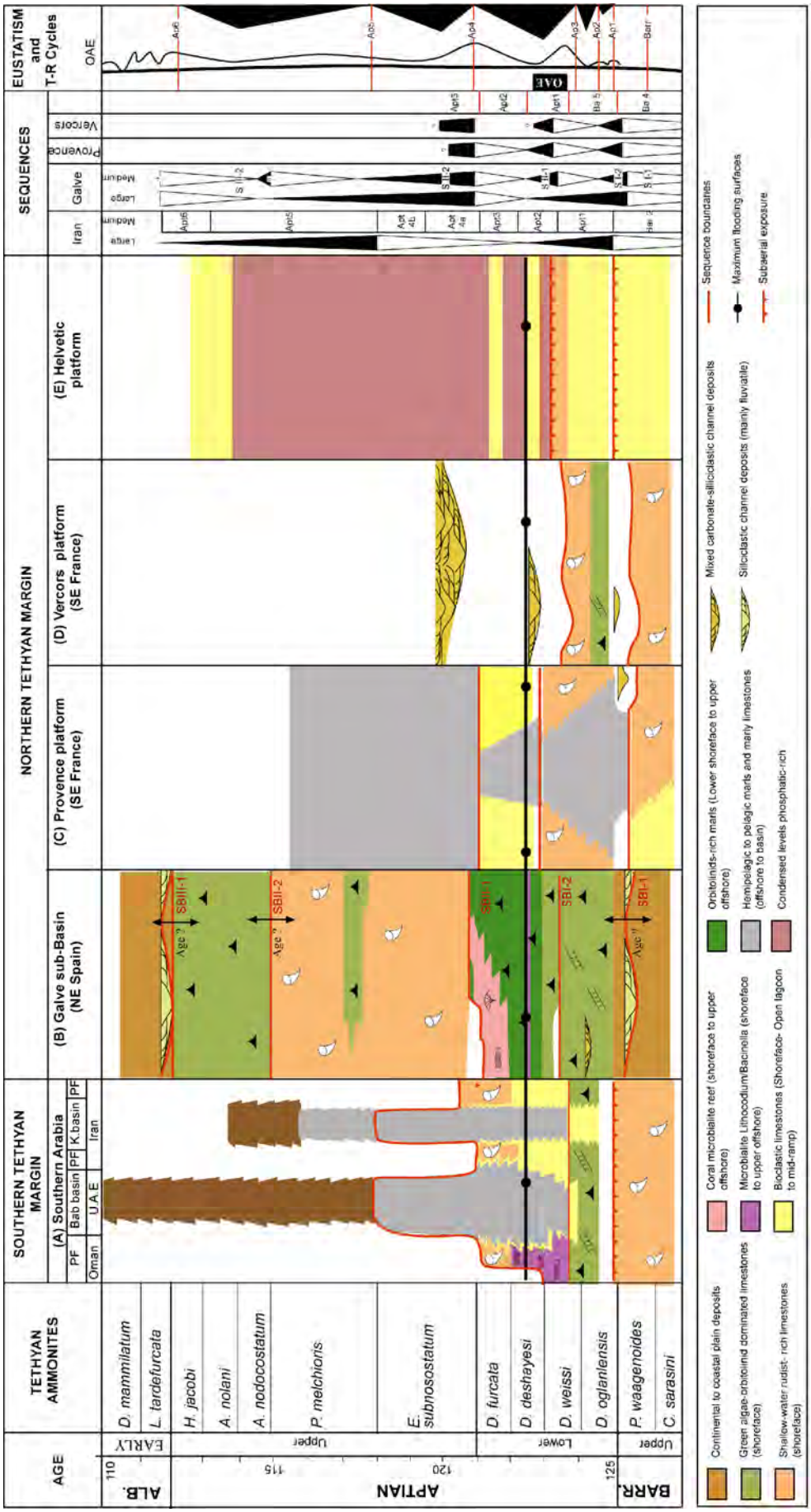

AGE
TETHYAN AMMONITES
SOUTHERN TETHYAN MARGIN
(A) Southern Arabia
Oman
U.A.E
Bab basin
K.basin
PF
Iran
NORTHERN TETHYAN MARGIN
(B) Galve sub-Basin (NE Spain)
(C) Provence platform (SE France)
(D) Vercors platform (SE France)
(E) Helvetic platform
SEQUENCES
Galve
Provence
Vercors
EUSTATISM and T-R Cycles
OAE
ALB.
EARLY
APTIAN
BARR.
Upper
Lower
D. mammillatum
L. tardefurcata
H. jacobi
A. nolani
A. nodocostatum
P. melchioris
E. subnosostatum
D. furcata
D. deshayesi
D. weissi
D. oglanlensis
P. waagenoides
C. sarasini
SBIII-1
SBII-2
SBII-1
SBI-2
SBI-1
Age ?
Age ''
OAE
Continental to coastal plain deposits
Green algae-orbitolinid dominated limestones (shoreface)
Shallow-water rudist- rich limestones (shoreface)
Coral microbialite reef (shoreface to upper offshore)
Microbialite LithocodiumBacinella (shoreface to upper offshore)
Bioclastic limestones (Shoreface- Open lagoon to mid-ramp)
Orbitolinids-rich marls (Lower shoreface to upper offshore)
Hemipelagic to pelagic marls and marly limestones (offshore to basin)
Condensed levels phosphatic-rich
Mixed carbonate-siliciclastic channel deposits
Siliciclastic channel deposits (mainly fluviatile)
Sequence boundaries
Maximum flooding surfaces
Subaerial exposure

Figure 1.8 (page précédente): Synthèse des dépôts de plates-formes à l'Aptien (modifiée d'après Embry *et al.*, 2010) (A) Simmons, 1994 ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Embry *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010 ; van Buchem *et al.*, 2010 ; Vincent *et al.,* 2010; (B) Embry *et al.*, 2010 ; (C) Masse, 1993 ; (D) Arnaud *et al.* 1998 ; (E) Föllmi et Gainon, 2008

Ce dernier est souligné par une augmentation du détritisme sur les plates-formes (Arnaud *et al.*, 1998 ; Embry *et al.*, 2010) et par une hausse des concentrations de phosphore accumulé dans les sédiments pélagiques dès le Barrémien supérieur (ODP-DSDP ; Föllmi, 1995 ; Figure 1.2). Comme pour le Valanginien, l'élévation du niveau trophique est associée à l'ennoiement des plates-formes. Les courbes eustatiques de Hardenbol *et al.* (1998), ainsi que l'observation de niveaux condensés enregistrés en domaine helvétique, indiquent une transgression qui serait responsable de la crise des plates-formes du milieu et de la fin de l'Aptien inférieur (Crise 2 et 3, Figure 1.6 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006). D'autres auteurs suggèrent plutôt une hausse des températures comme la cause principale de cette crise en domaine équatorial (Wilson *et al.*, 1998).

Le diachronisme des crises entre les différents secteurs téthysiens soulève quelques interrogations quant aux facteurs de contrôle de la crise des plates-formes carbonatées. Quoiqu'il en soit la préservation de carbonates dans certains secteurs procure un grand intérêt puisqu'elles permettent d'établir l'évolution des producteurs de carbonates néritiques (Figure 1.8). Grâce à ces enregistrements, il sera possible de comparer l'évolution de la production carbonatée avec les fluctuations climatiques établies.

1.2.2.3 Fluctuations climatiques connues à l'Aptien

Les courbes de température qui existent actuellement pour l'Aptien signalent un refroidissement au début de l'Aptien inférieur. Ce dernier a été mis en évidence à partir de mesures isotopiques de l'oxygène sur des minéralisations biogènes (calcite et apatite) appartenant à des rudistes et des dents de poissons du domaine Téthysien (Steuber *et al.*, 2005 ; Pucéat *et al.* 2003 ; Figure 1.9). La limite de ces travaux se situe dans l'incertitude de l'âge de ces coquilles de rudistes datées à partir de mesure du rapport Sr^{87}/Sr^{86}. La calibration de la courbe de l'évolution du Sr^{87}/Sr^{86} sur l'échelle des temps géochronologiques génère toutefois quelques barres d'erreur.

Des enregistrements de $\delta^{18}O$ réalisés sur roche totale existent et signaleraient un réchauffement à la fin de l'Aptien inférieur et refroidissement au milieu de l'Aptien (Ando *et al*., 2008 ; Jenkyns, 2010). Toutefois, l'utilisation de la roche totale est limitée à cause de l'altération diagénétique de la roche. Enfin, de récentes données de TEX86 ont été publiées mais celles-ci sont toutefois limitées aux dépôts riches en matière organique concomitant à l'OAE1a (Dumistrescu *et al*., 2006), c'est-à-dire un

intervalle très court de l'Aptien inférieur équivalent à une partie de la Zone à ammonites à *D. deshayesi* à titre de comparaison.

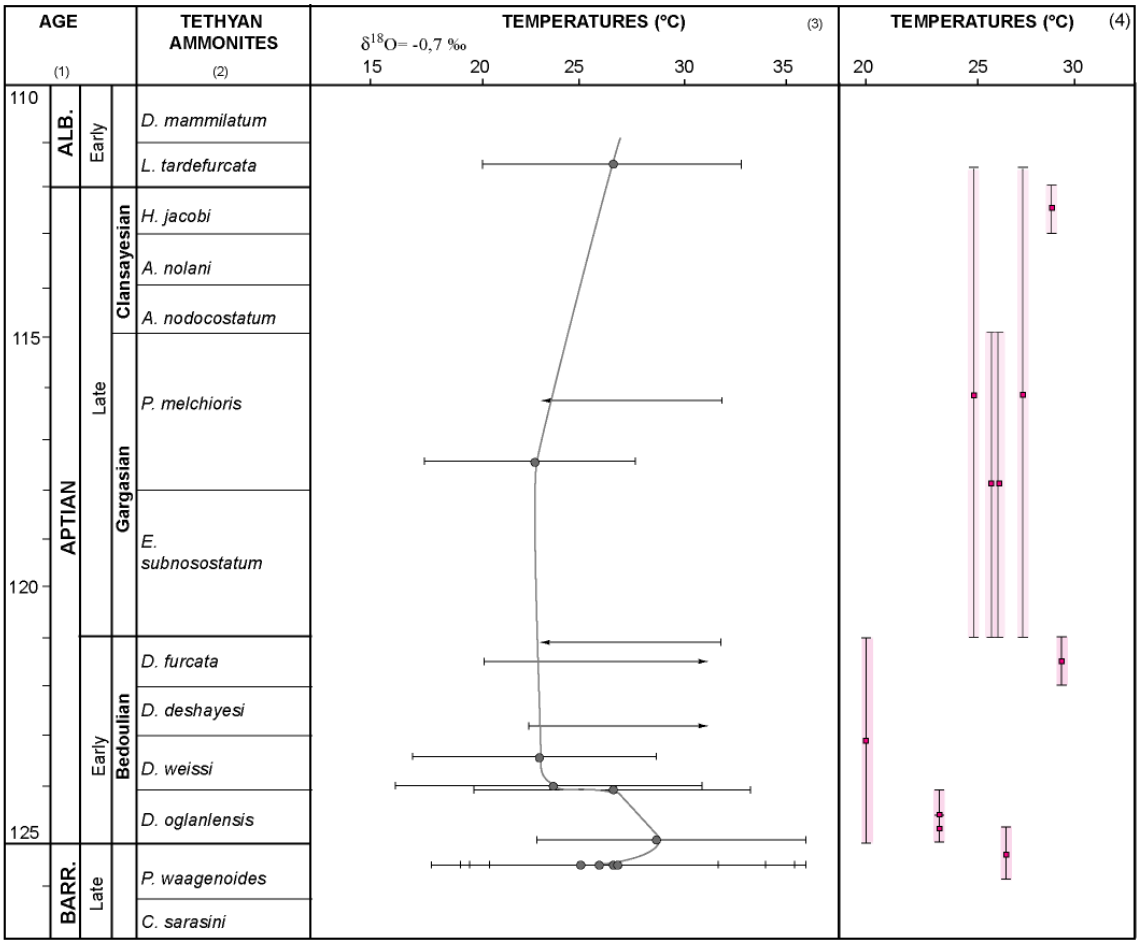


Figure 1.9 : Synthèse des reconstitutions paléoclimatiques au cours de l'Aptien à partir d'enregistrements téthysiens. Les températures sont déduites à partir de l'analyse des isotopes de l'oxygène de rudistes (3) et de dents de poissons pélagiques (4) qui proviennent de secteurs différents de la Téthys. Les rudistes en (3) sont datés par l'analyse des isotopoes stables du strontium et les dents de poissons (colonne 4), par biostratigraphie. Les points gris dans la colonne (3) correspondent à la moyenne des températures mesurées au sein d'une coquille. Les minima et maxima de ces températures sont indiqués par les barres associées aux points. Ces moyennes sont calculées à partir de l'enregistrement d'un cycle saisonnier. Pour les coquilles présentant des cycles incomplets, les données sont présentées sous forme de flèches. Ces données ne sont pas prises en compte dans l'établissement de la courbe de l'évolution de la température.
Les carrés roses correspondent à l'analyse d'une dent de poisson. Elles sont accompagnées d'une barre verticale qui correspond aux incertitudes des datations.
(1) Ogg *et al.* 2008 ; (2) Hoedmaker *et al.*, 2003 ; (3) Steuber *et al.*, 2005 ; (4) Pucéat *et al.*, 2003

1.3 OBJECTIFS DE LA THESE

L'objectif de cette thèse est d'établir les relations entre la production carbonatée et le climat en se focalisant sur les intervalles Valanginien et Aptien. Si ces deux périodes de temps sont marquées par des crises polyphasées des plates-formes, diachrones entre les secteurs, une excursion positive du $\delta^{13}C$ et l'occurrence d'épisodes froids, ils présentent également des différences. En particulier, l'Aptien se démarque du Valanginien par un épisode anoxique (OAE1a) associé à l'enfouissement de matière organique dans les bassins océaniques, et qui est précédé d'un épisode de volcanisme (Otong Java) pouvant avoir joué un rôle déclencheur dans le développement de l'anoxie et dans la crise des producteurs de carbonates. Il sera donc intéressant de comparer les mécanismes mis en jeu au cours de ces deux étapes du Crétacé inférieur.

Afin de pouvoir discuter les liens entre les différents évènements, il est indispensable :

1) de préciser les courbes de températures des eaux de surfaces durant ces deux épisodes à partir d'organismes dont l'écologie est réduite aux eaux peu profondes, plus sensibles aux changements climatiques atmosphériques
2) d'identifier les changements d'assemblages floro-fauniques sur les plates-formes au cours de la crise du Valanginien supérieur
3) et de comparer les épisodes Valanginien et Aptien afin d'identifier les mécanismes d'interactions entre le climat et la production carbonatée.

Chapitre 2

L’évolution des producteurs de carbonates et reconstitutions paléoclimatiques au Valanginien

SOMMAIRE DU CHAPITRE 2

2.1 Cadre de l'étude..... 31

2.1.1 Cadre biostratigraphique du Valanginien 31

2.1.2 Cadre géologique du secteur Nord-ouest téthysien..... 35

2.2 Evolution des producteurs de carbonates néritiques et reconstitution des paléotempératures sur la Plate-forme Provençale : Etude de la coupe d'Ollioules 36

2.2.1 Article 1 : Community replacement in néritic carbonate organism during the Late Valanginian Platform demise : a new preserved record in the Provence Platform 36

2.2.2 Evolution des communautés à foraminifères benthiques pendant le Valanginien supérieur ... 84

2.2.2.1 Matériel et méthodes..... 84

2.2.2.2 Description des assemblages 85

2.2.2.3 Discussion..... 91

2.2.2.4 Conclusions..... 94

2.2.3 Reconstitutions des paléotempératures sur la Plate-forme Provencale 95

2.2.3.1 Matériels et méthodes..... 95

2.2.3.2 Résultats..... 99

2.2.3.3 Discussion..... 100

2.2.3.4 Conclusions..... 103

2.3 Article 2 : Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France) 104

2.4 Conclusions sur le Valanginien 138

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Calibration des âges absolus aux magnétozones et aux différentes biozones à ammonites, nannofossiles et foraminifères planctoniques selon Ogg *et al.* (2008) ……..32
Figure 2.2 : Biozonations à ammonites existant pour le Valanginien et leur correspondance d'après Reboulet et Atrops (1999).....33
Figure 2.3 : Distribution stratigraphiques des foraminifères benthiques, calpionelles, dasycladales et charophytes au cours du Berriasien-Valanginien (d'après Virgone, 1997) ……..34
Figure 2.4 : Paysage paléogéographique de l'Europe de l'Ouest au Valanginien (modifié d'après Dercourt *et al.*, 2000; Stampfli *et al.*, 2002)……35
Figure 2.5 : Répartition stratigraphiques des foraminifères benthiques d'Ollioules……...87
Figure 2.6 : Corrélation chimiostratigraphique de la coupe d'Ollioules (Bonin *et al.*, soumis) avec le Coupe de La Charce-Vergol (Gréselle *et al.*, 2011) et âge relatif des différents assemblages de foraminifères……90
Figure 2.7 : Carte paléogéographique de l'Europe au Valanginien et localisation des plates-formes apuliennes et moésiennes (Dercourt *et al*., 2000; Stampfli *et al.,* 2002) ……94
Figure 2.8 : Illustration du mode de croissance trochospiralé des Requienidae (rudistes) utilisés au cours cette étude (dessin de droite d'après Gourrat *et al.,* 2003)……96
Figure 2.9 : Observation de coquilles de rudistes en cathodoluminescence ……...97
Figure 2.10 : Mesures du $\delta^{18}O$ des coquilles calcitiques de rudistes prélevés au niveau de la coupe d'Ollioules (Plate-forme Provençale)……98
Figure 2.11 : Projection des valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ sur la courbe de référence établie par McArthur *et al.* (2001)……102

LISTE DES TABLES

Tableau 2.1 : Valeurs du $\delta^{18}O$ des rudistes prélevés à Ollioules. Les températures ont été calculés à partir de l'équation de fractionnement de Anderson et Arthur (1983) pour un $\delta^{18}O$ de l'eau de mer égal à -0,7 ‰ établi par Zhou *et al*. (2008)…..99
Tableau 2.2 : Valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des coquilles de rudistes d'Ollioules ……..100

L'objectif de ce chapitre est d'apporter de nouvelles informations sur l'évolution des températures des eaux océaniques de surface et sur celle des producteurs de carbonates biogènes durant le Valanginien. Ces nouvelles données devraient permettre d'étudier la réponse des organismes sous des changements environnementaux et de mettre en évidence les relations existant entre la production carbonatée et le climat, ainsi que les mécanismes d'interaction entre cette production et climat.

Afin de définir les interactions entre le climat et la production carbonatée, ce travail se focalise sur 1) la reconstitution à haute résolution des évolutions des températures des eaux océaniques de surface à partir du $\delta^{18}O$ de dents de poissons pélagiques et de rudistes et sur 2) l'évolution des producteurs de carbonate pélagiques et néritiques. Il s'appuie sur l'étude de deux enregistrements sédimentaires appartenant au domaine Nord-ouest de la Téthys : les coupes de Vergol-La Charce et la coupe d'Ollioules. Les coupes de Vergol et La Charce, situées dans le bassin Vocontien, présentent un cadre biostratigraphique bien contraint, des nannoconidés et des dents de poissons. La coupe d'Ollioules, située sur la plate-forme Provençale, présente de nombreux niveaux à rudistes et se distingue de toutes les autres coupes de plates-formes par l'enregistrement de sédiments carbonatés durant le Valanginien supérieur. Elle présente ainsi la possibilité d'étudier l'évolution des assemblages néritiques pendant l'intervalle où le développement des plates-formes est très réduit. Toutefois, son étude nécessite au préalable la datation de ses dépôts.

2.1 CADRE DE L'ETUDE

2.1.1 Cadre biostratigraphique du Valanginien

La biostratigraphie du Valanginien repose sur les biozonations à ammonites, à foraminifères planctoniques et à nannofossiles (Figure 2.1).

Dans le Bassin Vocontien, les biozonations à ammonites sont très utilisées en raison de leur abondance. Toutefois, au Valanginien, deux biozonations à ammonites ont été proposées (Figure 2.2):

(1) La biozonation de Bulot et Thieuloy (1994) qui divise le Valanginien inférieur en trois Zones, la Zone à *Tirnovella pertransiens*, la Zone à *Olcostephanus stephanophorus* et la Zone à *Karakaschiceras inostranzewi*. Le Valanginien supérieur comporte trois Zones, la Zone à *Saynoceras verrucosum*, la Zone à *Himantoceras trinodosum* et la Zone à *Teschenites callidiscus* (Figure 2.2).

(2) La biozonation proposée par Hoedmaker *et al.*, 2003 et Reboulet *et al.*, 2006 propose un Valanginien inférieur subdivisé en deux Zones à ammonites (les Zones à *T. pertransiens et Busnardoites campylotoxus*) et un Valanginien supérieur subdivisé en trois Zones (*S. verrucosum*, *Neocomites peregrinus* et *Criosarasinella furcillata*) (Figure 2.1 et 2.2). Cette biozonation est celle utilisée dans le schéma géochronologique de Ogg *et al.* (2008).

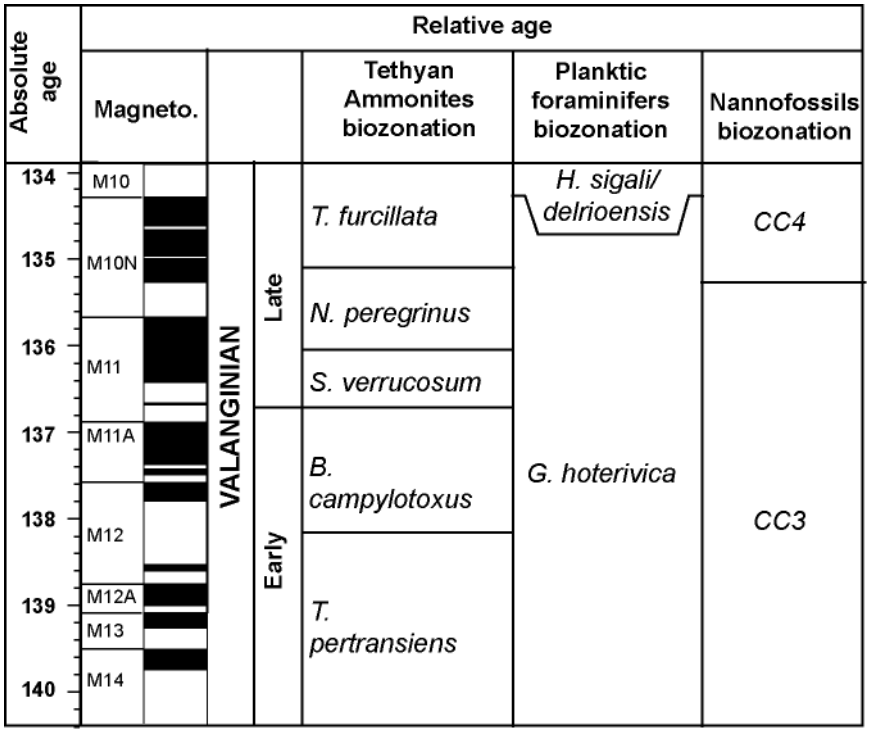


Figure 2.1 : Calibration des âges absolus aux magnétozones et aux différentes biozones à ammonites, nannofossiles et foraminifères planctoniques selon Ogg *et al.* (2008).

Même si cette dernière est la biozonation de référence, quelques études paléoenvironnementales et paléoécologiques, réalisées à partir des dépôts d'une autre coupe du Bassin Vocontien, la coupe d'Angles (Duchamps-Alphonse, 2006 ; Duchamps-Alphonse *et al.*, 2007 , 2011) s'appuie sur la biozonation de Bulot et Thieuloy (1994). Quelques tentatives de calibrations ont été publiées (Reboulet et Atrops, 1999) toutefois les deux biozonations sont rarement présentées toutes les deux aux côtés des successions de dépôts sédimentaires du Bassin Vocontien. Par conséquent, la synthèse des données provenant de différentes coupes et dont l'âge relatif se base sur des biozonations différentes est difficile.

Dans ce travail, nous utiliserons la biozonation de référence admise par le Kilian Group (Reboulet *et al.*, 2006). Afin de réaliser les synthèses des données provenant de différentes localités du Bassin Vocontien, nous utiliserons des corrélations chimiostratigraphiques et les corrélations biostratigraphiques à partir de la biozonation des nannofossiles calcaires (Figure 2.1).

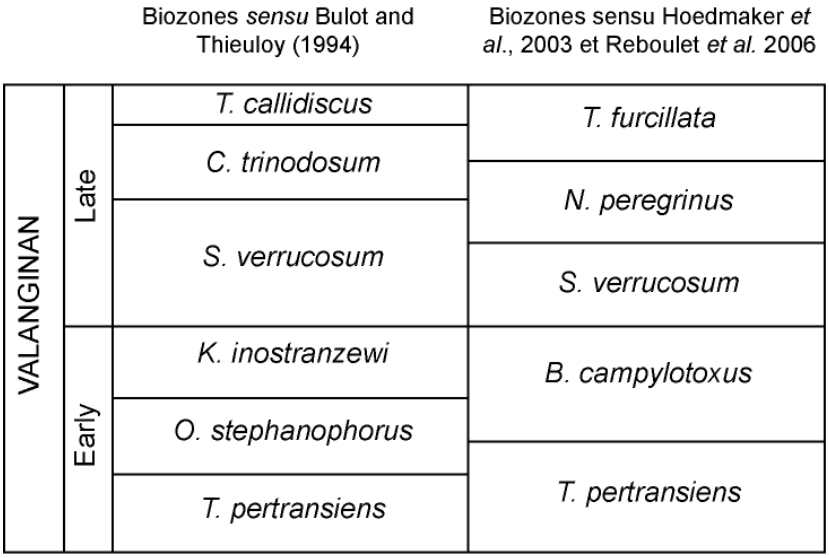


Figure 2.2 : Biozonations à ammonites existant pour le Valanginien et leur correspondance d'après Reboulet et Atrops (1999). Dans ce travail, nous nous baserons sur les âges relatifs proposés par le Killian Group (Hoedmaker *et al.* 2003 ; Reboulet *et al.*, 2006).

Une partie de ce travail repose sur l'étude d'une coupe de plate-forme (la coupe d'Ollioules) : les marqueurs biostratigraphiques servant à dater ces dépôts sont beaucoup plus rares au Valanginien et tout particulièrement pour le Valanginien supérieur. Les travaux de thèse de Steinhauser (1969), Darsac (1983) et Blanc (1995) représentent les plus importantes contributions à la zonation par calpionelles, algues et foraminifères benthiques à partir de l'étude des séries sédimentaires du Jura (Figure 2.3). Les travaux les plus récents tentent de calibrer les biozonations de ces microfaunes sur la biozonation à ammonites par l'étude de coupes intermédiaires entre le domaine proximal et le domaine de marge (Blanc, 1995 ; Pasquier, 1995). La biostratigraphie de la coupe d'Ollioules repose sur les foraminifères benthiques déterminés dans ce travail par Annie Arnaud (Laboratoire de Grenoble) et sur les travaux antérieurs de Virgone (1997) qui s'est appuyé sur la répartition de foraminifères benthiques, des charophytes et des dasycladales (Figure 2.3).

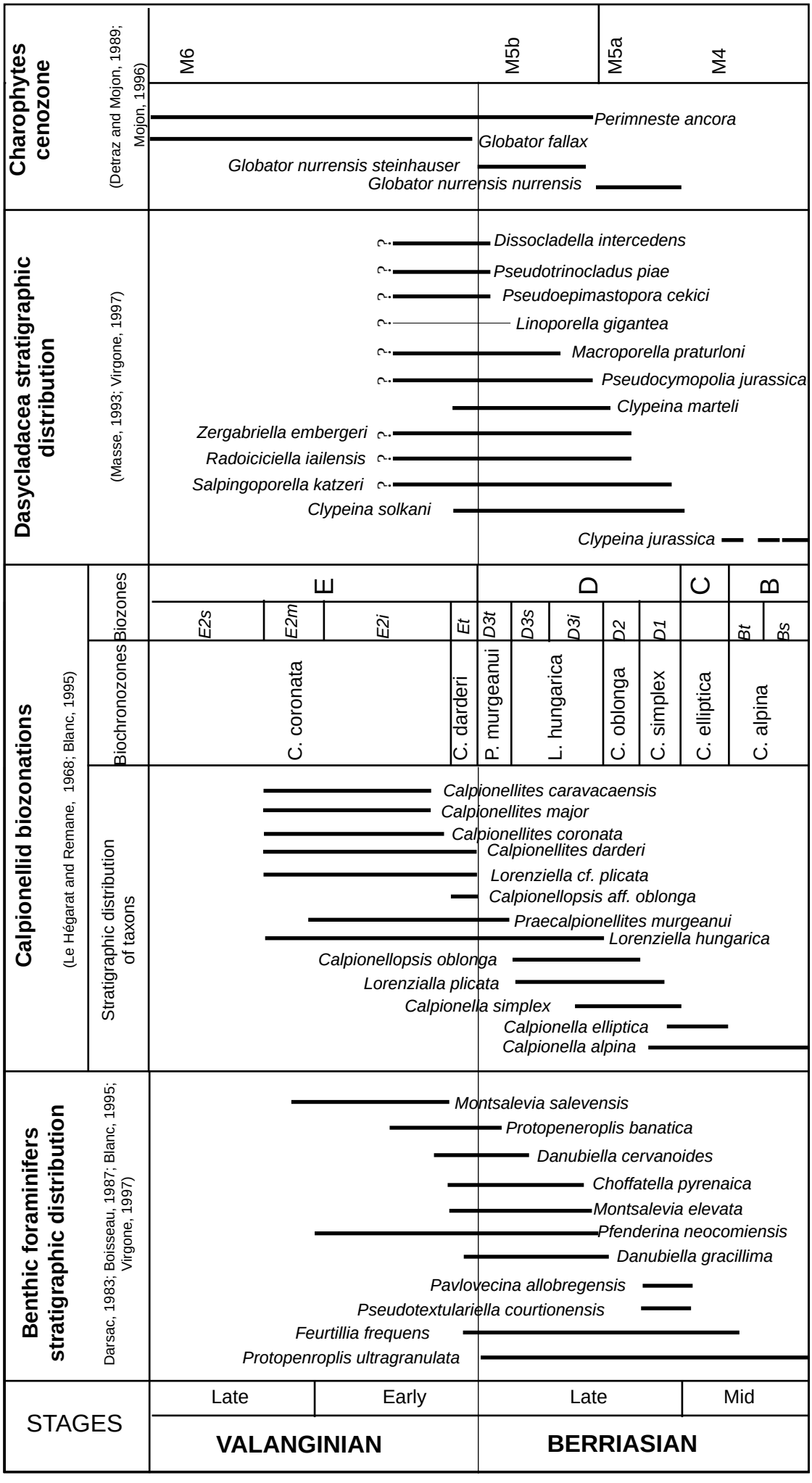


Figure 2. 3 : Distribution stratigraphique des foraminifères benthiques, calpionelles, dasycladales et charophytes au cours du Berriasien-Valanginien (d'après Virgone, 1997).

2.1.2 Cadre géologique du secteur Nord-ouest téthysien

La coupe composite de Vergol/La Charce (Gréselle, 2007) et celle d'Ollioules, étudiées dans ce travail, sont localisées dans le Sud-est de la France. Les coupes de Vergol et La Charce se situent dans la Drôme et la coupe d'Ollioules, au Nord de Toulon dans les Gorges d'Ollioules (Figure 2.4).

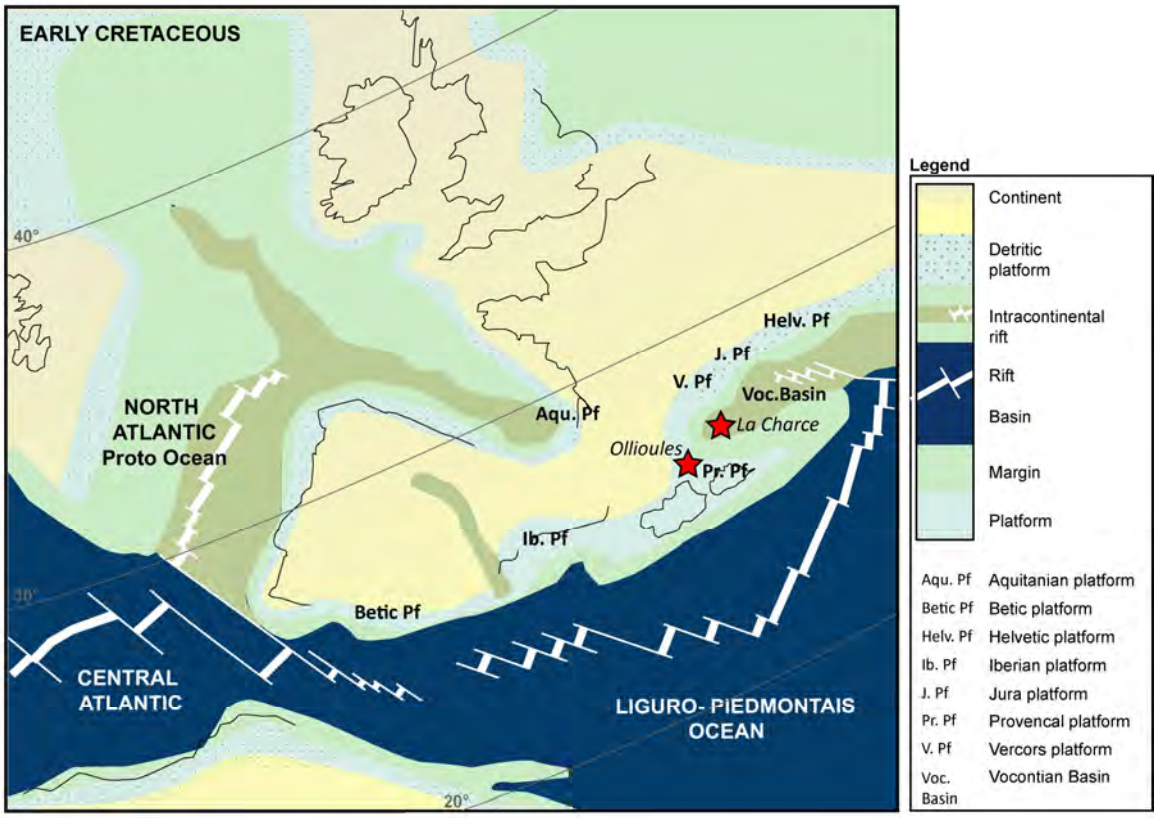


Figure 2.4: Paysage paléogéographique de l'Europe de l'Ouest au Valanginien (modifié d'après Dercourt *et al.*, 2000; Stampfli *et al.*, 2002). Les secteurs d'études faisaient partie de la marge Nord-Ouest de l'océan Liguro-Piémontais, diverticule de la Téthys.

Au Crétacé, le secteur du Sud-est de la France appartient au Nord ouest de la Téthys qui est un océan dont l'ouverture débute au Trias et s'achève au Crétacé supérieur. A l'époque, le domaine Ouest-téthysien se compose (Figure 2.4) :

- d'un domaine océanique franc qui correspond à l'océan Liguro-Piémontais (ou océan Alpin), diverticule de l'océan téthysien ;
- de zones peu profondes où se développent les plates-formes carbonatées. Les plates-formes Helvétiques, Dauphinoises, Jurassiennes, Provençales, Ibériques et Bétiques et les plates-formes du Vercors correspondent aux marges passives de l'océan Liguro-

Piémontais. Ces plates-formes peuvent être séparées par des bassins intracontinentaux tels que le bassin Vocontien (Sud-est de la France) dont les profondeurs n'ont pas dépassé quelques centaines de mètres au Mésozoïque selon Ferry *et al.* (1980)

- de zones émergées qui sont le Massif Central, le Massif Armoricain, le Massif de l'Ebre.

La mise en place de l'ensemble de ces domaines s'est effectuée au début du Mésozoïque, lors de l'océanisation téthysienne (Lemoine *et al.*, 1986). Les coupes de Vergol et La Charce étaient situées dans la zone du Bassin Vocontien où la sédimentation était pélagique. La coupe d'Ollioules, quant à elle, appartenait à un secteur de la plate-forme Provençale.

2.2 EVOLUTION DES PRODUCTEURS DE CARBONATES NERITIQUES ET RECONSTITUTION DES PALEOTEMPERATURES SUR LA PLATE-FORME PROVENCALE : ETUDE DE LA COUPE D'OLLIOULES

2.2.1 Article 1: Community replacement in neritic carbonate organisms during the Late Valanginian Platform demise: a new preserved record in the Provence Platform

Résumé de l'article Bonin *et al.*, (soumis à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*)

Le Valanginien est marqué par un arrêt majeur de la production carbonatée en domaine de plate-forme qui se traduit par des hiatus dans l'enregistrement sédimentaire des plates-formes depuis le début du Valanginien supérieur jusqu'à l'Hauterivien inférieur (Funk *et al.*, 1993 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006). De nouvelles données biostratigraphiques et chimiostratigraphiques provenant de la coupe d'Ollioules, présentées dans l'article qui suit, démontrent qu'une grande partie du Valanginien supérieur est enregistrée dans ce secteur, qui, à cette époque, appartenait à un domaine de plate-forme interne. En effet, ici, 100 mètres de carbonates aggradants datés du Valanginien supérieur sont préservés au niveau d'un rift avorté, dont la subsidence est relativement faible. Notre travail permet de préciser les modalités de la crise des plates-formes carbonatée et d'étudier les évolutions des producteurs de carbonates néritiques pendant le Valanginien supérieur tout en les mettant en regard des perturbations environnementales qui se sont produit à cette époque.

Dans ce contexte de faible subsidence tectonique, une augmentation du niveau marin sur le long terme, est nécessaire pour maintenir la production carbonatée à Ollioules. A plus court terme, des variations eustatiques se surimposent à cette phase transgressive à long terme. Ces cycles,

composés de régressions et transgressions à plus haute fréquence identifiées à Ollioules sont corrélables à ceux identifiés sur la marge Provençale (Carajuan ; Gréselle et Pittet, 2010) et dans le Bassin Vocontien (Vergol-La Charce ; Gréselle et Pittet, 2010). Si la hausse eustatique est responsable de l'arrêt de la production carbonatée sur cette plate-forme, ces fluctuations à haute fréquence pourraient participer à la dégradation de la production. Toutefois, à Ollioules, la faible subsidence expliquerait la préservation de la production carbonatée dans ce secteur. De la même façon que dans le domaine Apulien (Föllmi *et al.*, 1994), la remarquable préservation de la Plate-forme Provençale aurait également pu être favorisée par son isolement des apports détritiques continentaux comme le suggèrent les faibles valeurs de concentration du Phosphore mesurées à Ollioules.

Deux changements majeurs des communautés floro-fauniques ont été observés à Ollioules : le premier correspond à un développement des microbialites et des orbitolines durant le début du Valanginien supérieur (équivalent de la Zone à *S. verrucosum*). Ce changement coïncide avec les conditions les plus froides, comme montré par les données de Mg/Ca mesurées sur des rostres de bélemnites du Bassin Vocontien (McArthur *et al.*, 2007). Ce changement climatique aurait également pu entrainer la mise en place de conditions plus arides telles que l'attestent la diminution du WI (*Weathering Index* ; Duchamps-Alphonse *et al.,* 2011) et la baisse des flux d'argiles dans le Bassin Vocontien (Gréselle *et al.*, 2011). Le second changement est marqué par le développement des communautés à coraux et à rudistes qui témoigne d'une transition depuis des conditions mésotrophiques à oligotrophiques durant la fin du Valanginien au début de l'Hauterivien.

Community replacement in neritic carbonate organisms during the Late Valanginian Platform demise: a new preserved record in the Provence Platform

Aurélie Bonin [a], Emmanuelle Vennin [a], Emmanuelle Pucéat [a], Michel Guiraud [a], Annie Arnaud [b], Thierry Adatte [c], Bernard Pittet [d], Emanuela Mattioli [d].

[a] Biogéosciences, UMR-CNRS 5561, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France. (aurelie.bonin@u-bourgogne.fr;emmanuelle.vennin@u-bourgogne.fr; emmanuelle.puceat@u-bourgogne.fr; michel.guiraud@u-bourgogne.fr)

[b] Maison des Géosciences, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 1381, rue de la Piscine BP 53, 38400 Saint Martin d'Hyeres, France. (annie.arnaud@orange.fr)

[c] Université de Lausanne, Institut de Géologie & Paléontologie, UNIL-Dorigny, Bât Anhtropole, 1015 Lausanne, Switzerland. (thierry.adatte@unil.ch)

[d] UMR CNRS 5276 LGL - TPE, Université Claude Bernard Lyon 1, Ecole Normale Supérieure Lyon, Campus de la Doua 69622 Villeurbanne cedex, France. (emanuela.mattioli@univ-lyon1.fr; bernard.pittet@univ-lyon1.fr)

Keywords: Valanginian, platform demise, Provencal Platform, sedimentology, paleoecology, paleoenvironment, climatic change

Abstract

The Valanginian is marked by a major platform demise that induces a hiatus in the northern Tethyan neritic carbonate record from the latest Early Valanginian to the earliest Hauterivian. New biostratigraphic and chemiostratigraphic data from the Ollioules section (Provence Platform, Southern France) are presented here, demonstrating that a large part of the Late Valanginian is preserved in an inner platform environment. The thick Upper Valanginian aggrading carbonate succession is observed in an aborted rift domain, implying relative low subsidence. In this context, a relative long-term sea-level rise is required to maintain a keep up carbonate production. Similarly to the Apulian platform, the remarkable preservation of the Provence Platform may also have been favoured by its isolated position far from the terrigeneous source areas, as suggested by low clastic inputs along with low P-accumulation rates. Two main biotic community replacements are observed in Ollioules. The first corresponds to the development of abundant microbialites and orbitolinids during the earliest Late Valanginian and occurs during the coolest conditions and a change toward arid conditions. The second one consists in a transition from mesotrophic to oligotrophic conditions, during the latest Valanginian to earliest Hauterivian interval, as indicated by the installation of corals- and rudists-dominated communities. Six medium-scale sequences have been defined at Ollioules, indicading short-term transgressive-regressive trends superposed on a long-term transgression. If a

major drowning is likely to be responsible for the demise of the Provence Platform, the short-term regressions events may also have contributed to weaken carbone platform growth. Low nutrient inputs and relative low subsidence in an aggradational context may explain the survival of the Provence Platforms.

Keywords: Ollioules section, Valanginian, platform demise, neritic communities, carbon isotope, phosphorus

1. Introduction

The Early Cretaceous recorded carbonate production crises related to global perturbations of the carbon cycle. The oldest of these episodes occurs during the Valanginian period. A positive carbone excursion of about 2‰ measured in bulk rock carbonates is recorded worldwide (the Weissert event). In the Vocontian Basin, this event occurred from the second part of the *Busnardoites campylotoxus* to the *Neocomites peregrinus* ammonite Zones. This even also coincides with a cooling event recorded by both fish tooth $\delta^{18}O$ and belemnite Mg/Ca (Pucéat *et al.*, 2003; McArthur *et al.*, 2007). This positive excursion is possibly associated to an organic carbon burial either in the oceanic domain (Erba *et al.*, 2004) or on lands (Westermann *et al.*, 2010). Depending on the region, the perturbation of the carbone cycle is mirrored by a neritic carbonate crisis that occurred from the end of the *B. campylotoxus* Zone to the latest Valanginian or Early Hauterivian (Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990; Weissert *et al.*, 1998 Vilas *et al.*, 2003; Föllmi *et al.*, 2007; Gréselle and Pittet, 2010). In the Northern Tethyan domain, this crisis is characterized by a demise of the carbonate platforms as well as by profound changes in carbonate producer communities. The platform crisis was triggered either by a drastic drowning expressed by the deposition of glauconite and phosphate-rich levels (Jansa, 1993; Masse, 1993; Föllmi, 1995; Weissert *et al.,* 1998), or by successive high-amplitude sea-level falls followed by an important flooding in the latest Valanginian (Gréselle and Pittet, 2010). Upwelling of nutrient-enriched, deep-water masses could also have contributed to the platform demise (Föllmi *et al*., 1994; Weissert *et al.,* 1998). Such high trophic conditions are attested by the progressive replacement of a photozoan by a heterozoan neritic community that installed close to the Berriasian-Valanginian boundary and persisted up to the platform crisis acme (Föllmi, 1995; Weissert *et al.,* 1998; Föllmi *et al.*, 2007). This community replacement reflects an evolution from oligotrophic to meso-eutrophic conditions and is associated with widespread phosphatic hardgrounds capping platform limestones. Weissert *et al.* (1998) suggest that an additional sea-level rise combined to the eutrophication triggered the platform demise.

By contrast to the extensively studied pre-crisis neritic assemblages, the evolution of neritic carbonate producers during the cooling and subsequent warming until carbonate production

recovery remains poorly known. This arises from the presence of a major hiatus extending from the latest Early Valanginian (end of *B. campylotoxus* ammonite Zone) to Early Hauterivian (*Acanthodiscus radiatus* ammonite *Zone*) in platform areas, worldwide. In rare areas, such as the southern Tethyan margin, hiatus is reduced to the latest Early Valanginian and carbonate production is restored from the Late Valanginian (Vilas *et al.*, 2003). In addition, the study of biotic assemblages and community replacements from Upper Valanginian sediments is crucial to 1) determine autocyclic and allocyclic control on carbonate production and 2) estimate the nature and amount of carbonate produced on platforms during this period. Such an approach would also help us to better constrain feedback mechanisms between carbonate production, carbon cycle and climate evolution.

The purpose of this study is to analyse the replacement of biotic assemblages and unravel the palaeoenvironmental changes occurring during the Valanginian platform crisis and subsequent recovery. The Valanginian Ollioules section (Provence Platform) includes over 180 m of poorly-dated sediments from the Early Valanginian to Early Hauterivian (Masse, 1993; Virgone, 1997; Skelton and Masse, 1998). An accurate chronostratigraphical scheme is here provided for this section, based on foraminifer associations and new carbon isotope data. Subsequently, the identification of the main fossil assemblages and their palaeoenvironmental interpretation will be used to propose a scenario for the regional response of platform palaeoecosystems to global environmental perturbations. This exceptional Valanginian record provides new data about carbonate producers, questions the modalities of the carbonate production crisis on platforms and allows comparison with other geographical areas.

2. Geological Setting involving Jurassic Alpine Tethys to Early Cretaceous North Atlantic and Gascogne Gulf rifting

An overview of the geodynamic evolution from the Jurassic to the Cretaceous of the Western Tethys is proposed to understand changes in subsidence, which is one of the drivers of carbonate production. During Jurassic times, the evolution of the Mesozoic Tethys was contemporaneous and kinematically associated with the opening of the central Atlantic (Manatschal and Bernouilli 1998, Fig. 1.A). Based on Dercourt *et al.* (2000) and Stampfli *et al.* (2001, 2002), Figure 1 shows the palaeotectonic framework of the Central Atlantic-Alpine Tethyan domains during the Middle Jurassic. The North Atlantic rift is identified as a north-east propagating rift segment. Low Mid-Jurassic subsidence rate demonstrates that the Gascogne Gulf was an unthinned crustal domain (1 in Fig. 2). During Middle to Upper Jurassic, the Alpine Northern Tethyan rifts were propagating according to the high subsidence rates (i.e. rift climax stage) prevailing in the Provence basin, the Provence Platform and the Swiss Plateau (see 3, 4 and 2 in Figs. 1.A and 2).

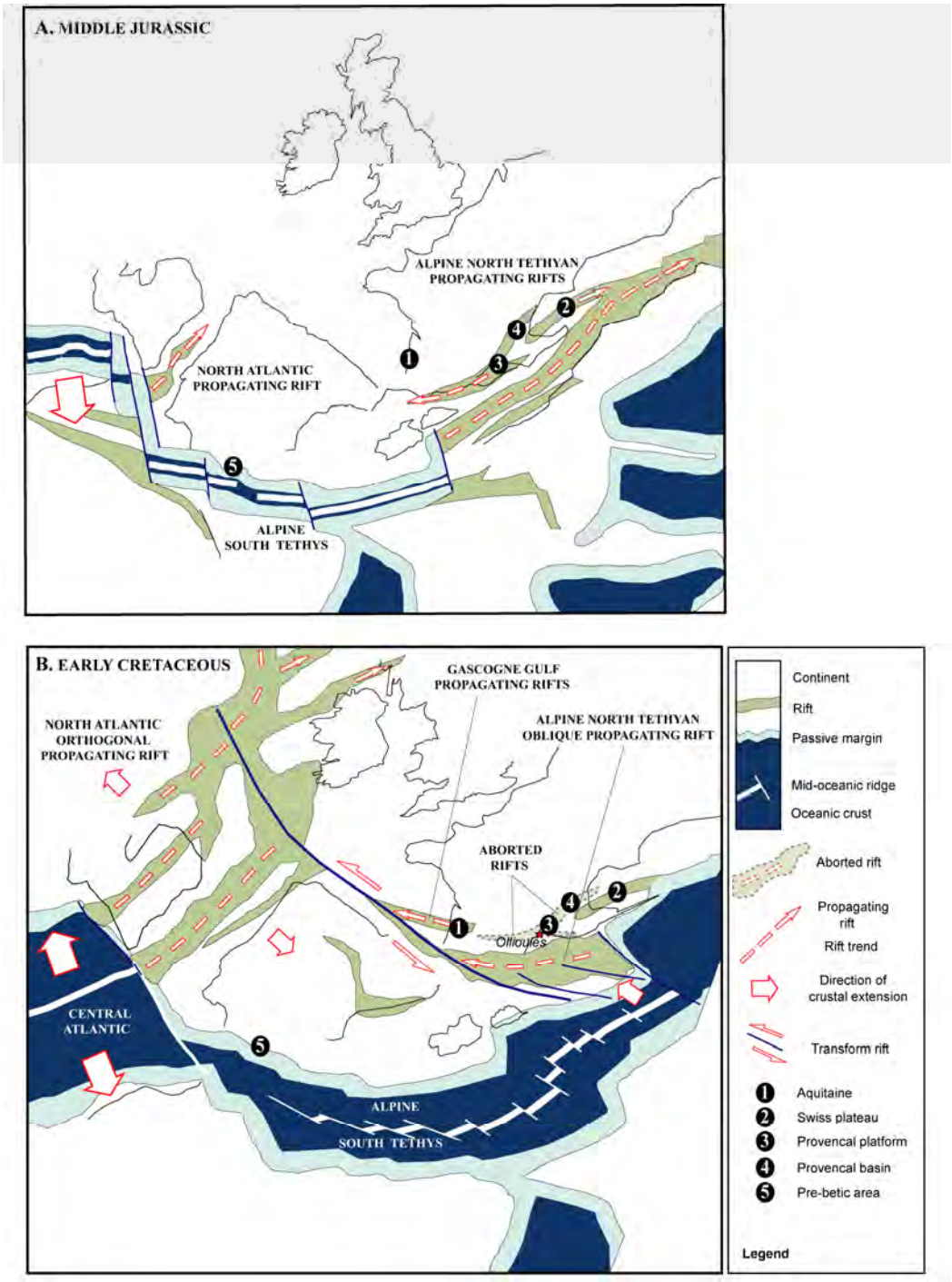


Figure 1. Middle Jurassic (A) and Early Cretaceous (B) palaeotectonic maps (modified from Stampfli *et al.* 2001, 2002 a-b). Location of Tethyan localities mentioned in this study appears on the figure, along with a large range of rift styles from North Atlantic to Alpine North Tethyan rifts. In the literature, the main factor controlling the nature of the syn-rift structural pattern corresponds to the angle α between the rift trend (i.e. the azimuth of the syn-rift major faults) and the direction of crustal extension (see review in Withjack and Jamison, 1986; McClay and White, 1995; McClay *et al.*, 2002; Morley *et al.*, 2004). The value of this angle is used to specify the nature of rifting (orthogonal rifting: $90° < \alpha < 75°$; oblique rifting: $75° < \alpha < 25°$; transform rifting: $25° < \alpha < 0°$).

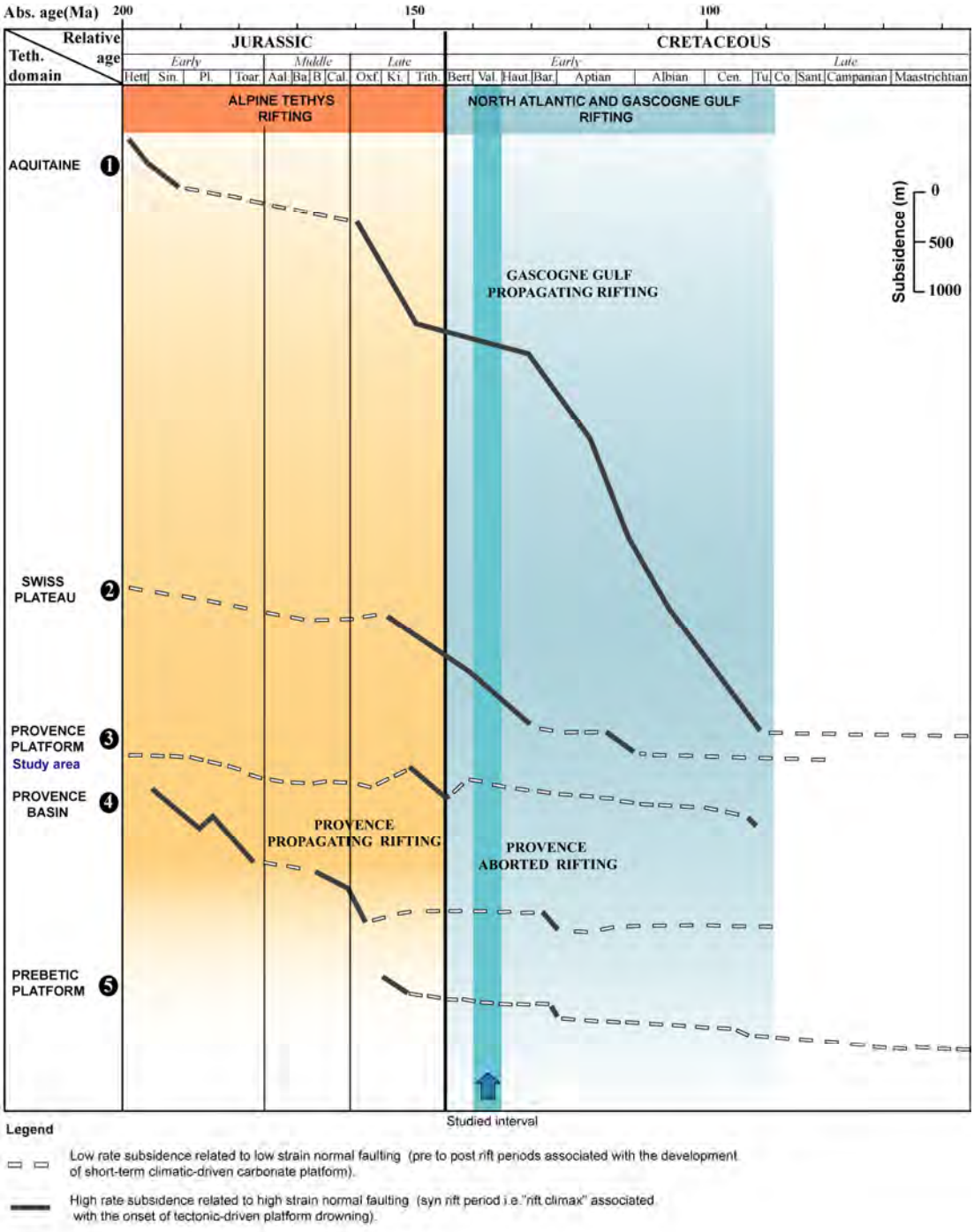


Figure 2. Synthetic subsidence curves extracted from selected Tethyan domain (Teth. domain) (modified from Stampfli *et al.,* 2002 a, b, except for the Prebetic area subsidence curve (5) that is from Vilas *et al.,* 2003). Each domain records low-rate subsidence related to low-strain normal faulting (i.e. pre to post-rift periods). High-rate subsidences are associated with high-strain normal faulting (i.e. rift climax period). They characterize two main rifting events: the Alpine Tethys rifting (orange-shaded in Fig.2) and the North Atlantic- Gascogne Gulf rifting (blue-shaded in Fig. 2). Time scale is from Ogg *et al.* (2008). Tethyan sites are located in Figure 1. The studied Valanginian interval is dark blue-shaded. Abs. age = absolute age; Aal. = Aalenian; Ba. = Bajocian; B. = Bathonian; Berr. = Berriasian; Cal. = Callovian; Cen. = Cenomanian; Co. = Coniacian; Hett. = Hettangian; Ki. = Kimmeridgian; Oxf. = Oxfordian; Pl. = Pliensbachian; Sant. = Santonian; Sin. = Sinemurian; Teth. domain = Tethyan domain; Tith. = Tithonian; Toar. = Toarcian; Tu. = Turonian.

According to Stampfli *et al.* (2001), the diachronous subduction of the NeoTethys mid-oceanic ridge was probably responsible for the changes from Late Jurassic to Early Cretaceous plate tectonics. The structural map in Figure 1.B characterizes a large range of rift styles from North Atlantic to Alpine Northern Tethyan rifts. The main Alpine Northern Tethyan rift evolved as a westward propagating oblique rift (α of respectively ca 40°, Fig. 1B). Considering the angle between the rift trend and the extensional direction of less than 20°, sinistral transform faulting and Gascogne Gulf transform-to-oblique rift prevailed along the intracontinental Pyrenean fault. This observation is strongly supported by the Late Jurassic to Early Cretaceous high subsidence rate (i.e. rift climax) of the Gascogne Gulf rift (1 in Fig. 2). In agreement with Early Cretaceous low subsidence rate (3 and 4 in Fig. 2), the Provence Platform and the Provence Basin became permanently abandoned and evolved as an aborted rift away from the active stretching centre (3, 4 in Fig. 1.B).

3. The Ollioules section

The Ollioules section is located in southern France, in Provence, north of Toulon, in Provence (Fig. 4). The Provence Platform was bounded to the north by the Vocontian Basin and to the south by the Liguro-Piemontais Ocean (Fig. 1). This platform was isolated, relatively far from the continent and consequently not subjected to terrigeneous sediments influence (Virgone, 1997).

The Berriasian to Hauterivian sedimentary succession of the Marseille area consists from base to top, of five lithostratigraphic units (Fig. 3): (1) the 'Calcaires Blancs Inférieurs' Formation (Fm.) attributed to the Early/Middle Berriasian (Virgone, 1997); (2) the 'Marnes Vertes Infracrétacées' Fm., its upper part corresponding to the Late Berriasian and the Early Valanginian (Babinot *et al.*, 1971; Masse, 1976; Virgone, 1997); (3) the 'Calcaires Blancs Supérieurs' Fm. *sensu* Denizot (1934) of Early Valanginian age (Masse, 1976; Virgone, 1997); (4) the 'Trilogie Néovalanginienne' Fm. (Late Valanginian; Bulot *et al.*, 1997) which is subdivided into three members (the Lower marls, the 'Barre à silex' and Upper marls); (5) finally, the 'Calcaires de Podestat' Fm. corresponds to the uppermost part of the studied interval and is attributed to the Lower Hauterivian, as indicated by the presence of the Hauterivian *Pachytraga* rudists (Masse, 1993).

In this section, the 'Marnes Vertes Infracrétacées' Fm. corresponds to green and yellow marls and marly limestone alternations overlain by a limestone interval. These deposits contain *Actinoporella durandelgai*, a dasycladacean algae attributed to Late Berriasian-Valanginian interval (Virgone, 1997). This formation is overlain by thick homogenous limestones, equivalent to the 'Calcaires Blancs Supérieurs', the 'Trilogie Néovalanginienne' and the 'Calcaires de Podestat' Fms. which were initially defined in platform-margin areas (Masse, 1976). In Ollioules, the homogeneity of

the facies in these formations and the lack of marls in the 'Trilogie Néovalanginienne' Fm. do not allow their subdivision (Fig. 3).

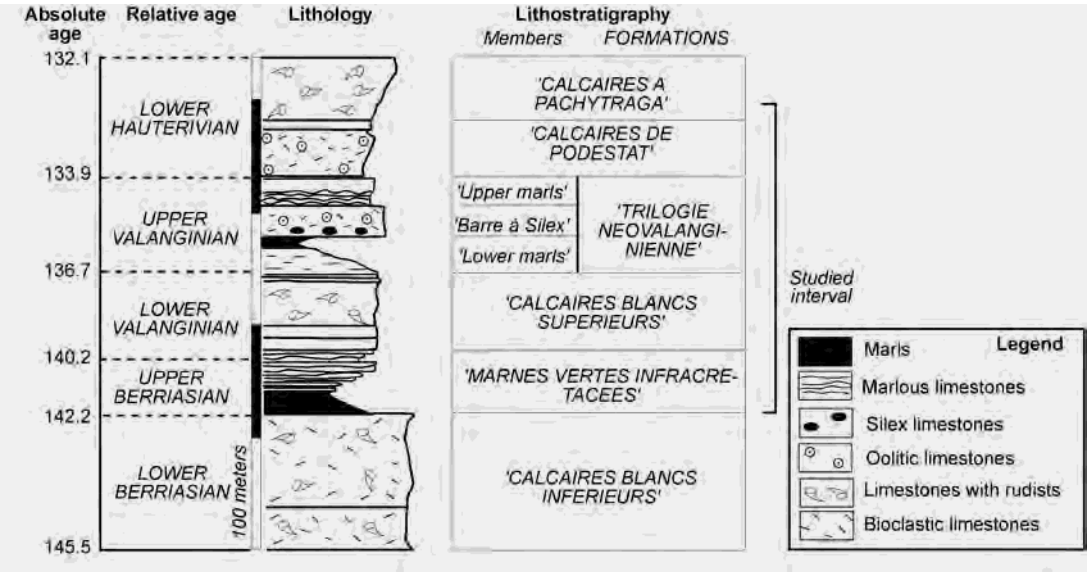


Figure 3. Lithostratigraphy and chronostratigraphy proposed for the Berriasian-Hauterivian interval and its relative datation (modified from Virgone, 1997). Absolute ages are from the Ogg *et al.* (2008) timescale.

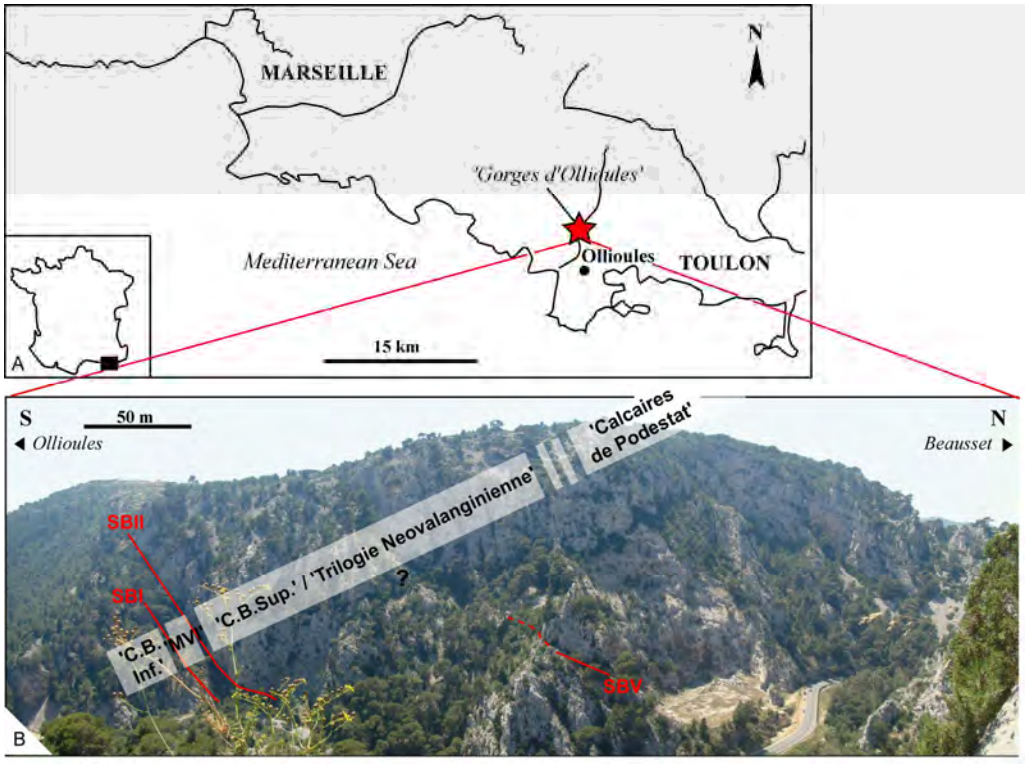


Figure 4. (A) Localisation of the Ollioules section that crops out in the 'Gorges d'Ollioules' area. (B) Eastern flank of the 'Gorges d'Ollioules' showing the five formations defined on the Provence Platform. The 'Calcaires de Podestat' Formation is identified by the occurrence and abundance of rudists *Pachytraga tubiconcha*. At Ollioules, the 'Calcaires Blancs Supérieurs, (C.B. Sup.) and the 'Trilogie Néovalanginienne' Formations correspond to a thick carbonate succession. 'C.B. Inf.'= 'Calcaires Blancs Inférieurs'; 'M.V.I.'= 'Marnes Vertes Infracrétacées'.

The base of the 'Calcaires Blancs Supérieurs' Fm. contains the first occurrences of *Montsalevia salevensis*, *Choffatella pyrenaica* (benthic foraminifera) and *Clypeina solkani* (algae) (Virgone, 1997). These fossils give an Early Valanginian age for this part of the succession. The presence of *Pachytraga* rudists (Pl. 1, A) at the base of the 'Calcaires de Podestat' Fm. suggests an Early Hauterivian age (Skelton and Masse, 1998). Between these two biostratigraphical markers of the Early Valanginian and Early Hauterivian, around 180 meters of carbonate platform deposits are preserved, unfortunately without any accurate dating. The correlation of the Ollioules section with other coeval records must be therefore achieves by using benthic foraminifer biostratigraphy and chemiostratigraphy.

4. Methods

Five lateral and vertical sections have been logged in Ollioules and have been gathered into a 180 m -thick composite section (Figs. 5 and 6). A total of 300 samples were collected and studied for microfacies analysis. Benthic foraminifera have been identified in thin section. A Berriasian age for the base of the section is inferred on the basis of benthic foraminifer assemblages identified by Blanc (1995) and by Virgone (1997). The occurrence of Valanginian and Hauterivian deposits has been has been attested by the occurrence of characteristic benthic foraminifer and rudist biostratigraphic markers. An attempt to correlate these assemblages to standard ammonite zones defined in the Vocontian Basin is given by Blanc (1995). In order to correlate Ollioules section with other Tethyan areas, and to discuss the palaeoceanographic conditions that characterize the Weissert event, the biochronologic scheme of the 'Early Cretaceous ammonites Working Group' (Reboulet *et al.*, 2009) and the Concise geological Time Scale of Ogg *et al.* (2008) have been used here.

Three hundred bulk rock samples were analysed for their isotope carbon composition. Approximately 500 µg of carbonate powder were micro-sampled from sediment matrix only. Measurements were made using a Finnigan MAT251 mass spectrometer at Leibniz Laboratory, Kiel University. The instrument is coupled online to a Carbo-Kiel Device (Type I). Samples were reacted by individual acid solution (99% H_3PO_4 at 73°C) External standard error is +/- 0.05‰.

Eighty-nine phosphorus analyses were performed on bulk rock samples in the University of Lausanne (Switzerland). Altered parts and fractures have been avoided during sampling and the recovered samples were ground into powder. Around 100 mg of powder was mixed with 1 ml of $MgNO_3$ and left to dry in an oven at 45 °C for 2 h. The samples were then ashed in a furnace at 550 °C during 2 h. After cooling, 10 ml of 1N HCl were added and placed under constant shaking for 14h. The solutions were filtered with 63-µm filters, diluted 10 times, and analyzed using the ascorbic acid method of Eaton *et al.* (1995). For this process, the solution was mixed with ammonium molybdate and potassium antimonyl tartrate, which in an acid medium reacts with orthophosphate to form

phosphomolybdic acid. This acid is reduced with ascorbic acid to form an intense blue colour, which intensity is determined with a photospectrometer (Perkin Elmer UV/Vis Photospectrometer Lambda 10). The concentration of PO_4 in mg/l is obtained by calibration with known, in-house standard solutions. Individual samples were measured three times and precision was better than 5%.

Real fluctuations in total Phosphorus values depend on sedimentation rate. Therefore total Phosphorus values (expressed in ppm) are converted in total Phosphorus Accumulation Rates (PAR) expressed in $mg/cm^2/kyr$ in order to avoid the condensation effect:

PAR ($mg/cm^2/ka$) = [P] (mg/g)* sedimentation rate (cm/kyr) * rock density

The rock density used is 2.7 g/cm^3 and the sedimentation rate is calculated for the latest Early Valanginian to mid-Late Valanginian (equivalent to part of *B. campylotoxus* Zone to middle of the *N. peregrinus* Zone) according to chemostratographic correlations.

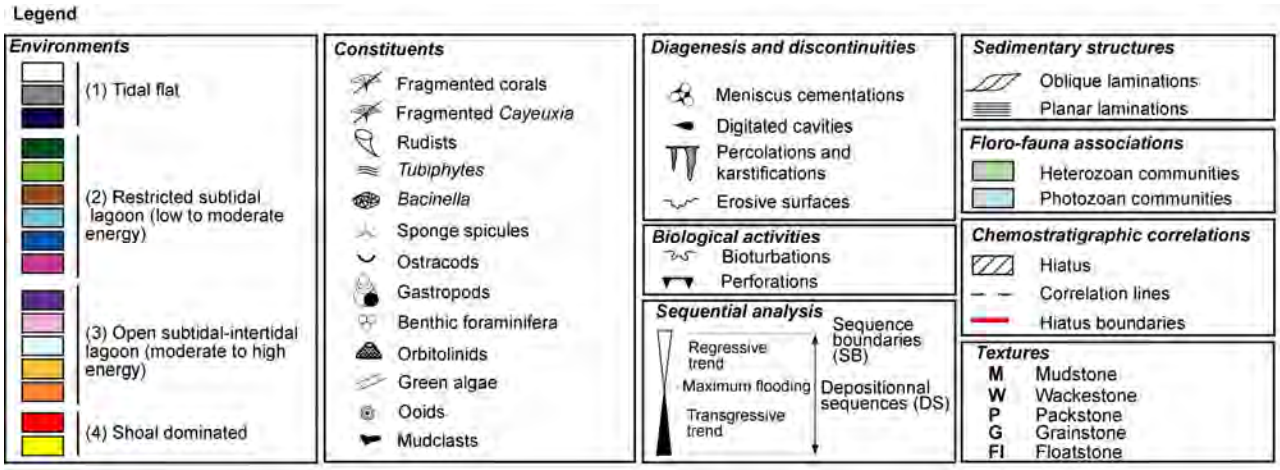


Figure 5. Key for symbols used for Figs. 6 and 8.

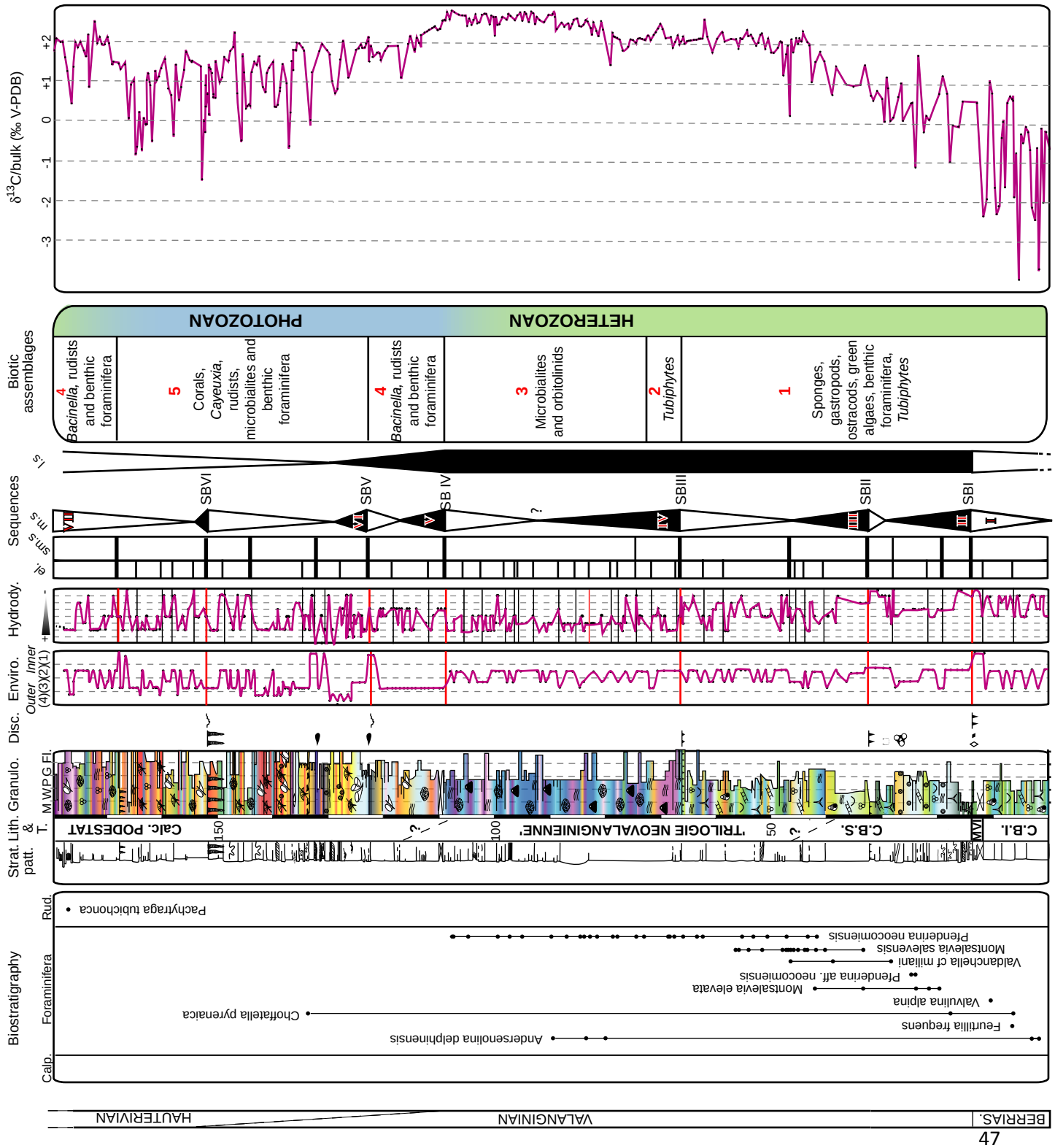


Figure 6: Ollioules outcrop section with lithostratigraphic units, stratigraphic position of the benthic foraminifera (also rudists and calponellids) used as biostratigraphical markers and calibration against the relative geological time scale (Reboulet *et al.*, 2009), sequential and bulk rock analyses ($\delta^{13}C$). Four main depositional environments, from outer to inner platform domain (see Tab. 1 for detail), and seven medium-scale sequences (MsS I to MsS VII) are represented. Five biotic assemblages (1 to 5) have been distinguished. Assemblages 1, 2 and 3 correspond to heterozoan communities (green colour) and the biotic assemblages 4 and 5 correspond to photozoan communities (blue colour). Berrias. = Berriasian; C.B.I. = 'Calcaires Blancs Inférieurs'; C.B.S. = 'Calcaires Blancs Supérieurs'; Calc. Podestat = 'Calcaires de Podestat'; el. = elementary; Enviro. = Environments; Granulo. = Granulometry; Hydrody. = Hydrodynamisms; Lm. = Limestones; Lith. = Lithostratigraphy; l. s. = large-scale; m.s = medium-scale; M.V.I. = 'Marnes Vertes Infracrétacées'; sm. s. = small-scale; Strat. Patt. = Stratal pattern; T. = Thickness (meters); See Fig. 5 for legends. l.s, m.s and sm. s. for sequences.

5 Depositional environments

Twelve facies are defined in the Ollioules section and grouped into 4 main depositional environments (Tab. 1). The Berriasian to Hauterivian carbonate deposits correspond to inner and mid platform environments: (1) Tidal flat lagoon environment in the innermost platform position, (2) restricted subtidal lagoon environment (low-to moderate-energy) in an intermediate inner position on the platform, (3) open subtidal lagoon environment (moderate-to high-energy) in an outer intermediate platform position, and (4) shoal dominated environment in the outer part of the platform. Facies were distinguished in terms of energy, biotic contents and sedimentary structures (Tab. 1). These depositional environments are thus organised as follows (Fig. 7).

5.1 Tidal flat

These environments comprise three facies (FA to FC) (Tab. 1), ranging from mudstones (FA, FB) to wackestones and micro-packstones (FC) characterized by common features such as birdseyes, vadose silts infilling moldic or vugs (birdseyes cavities). The main fossil assemblages are composed of charophytes, benthic foraminifera, gastropods (FA) (Pl. 2, A), microbialites and miliolidae (FB), and of sponges, gastropods, green algae, and benthic foraminifera (FC). FC is subdivided into two microfacies according to biotic contents that are dominated either by miliolidae (FC1) or by gastropods, green algae and bivalves (FC2). The bioclasts are commonly well preserved, although they are significantly micritized and disjointed.

These facies and the biotic content argue for shallow water, calm and tidal flat environment sporadically influenced by local freshwater inputs as indicated by the presence of charophytes (FA). The gastropods, green algae and ostracodes assemblage, along with the presence of irregularly formed and distributed fenestrae (Pl. 2, B), reflect protected lagoonal conditions within FA and FC, with potential salinity fluctuations (Deelman, 1972; Talbot and Allen, 1996; Virgone, 1997). The microbialites recorded in FB (Gerdes and Krumbein, 1987), associated to laminoid birdseyes, are characteristic of supratidal to intertidal environments (Hardies and Ginsburg, 1977; Riding, 2000; Flügel, 2004). The well-preserved bioclasts, the high proportion of micrite as well as the absence of any energy-related sedimentary structures argue for low-to moderate-energy.

5.2 Restricted subtidal lagoon (low-to moderate-energy)

Four facies are grouped into this environment (Tab. 1). They consist of mudstones to micropackstones (FD and FE) and packstones to floatstones (FF and FG). They are characterized by high mud content, an important micritization of bioclasts and a poorly diversified benthic foraminifer assemblage, mainly represented by miliolidae and trocholinidae. The main components are coprolites for FD, likely corresponding to fecal pellets of the crustaceans *Favreina*, sponges and

ostracodes for FE, rudists (Requieniidae) (Pl. 1, B) and gastropods for FF, and '*Tubiphytes like'(or 'Tubiphytes' sensu* Daoud *et al.,* 2004*)* for FG. In this facies, the '*Tubiphytes like'* are leiolitic epizoobiont structures (encrusting sponges, foraminifera, and bivalves) or leioitic epilithobionts (aggregates only) with a subangular shape (Flügel, 2004; Riding, 2000) (Pl. 2, C). Each facies is subdivided in microfacies according to their dominant biotic contents (FE, FF, FG) and/or according to the energy-related sedimentary structures (FD, FF, FG). FD facies is subdivided into FD1 and FD2, which are distinguished on the basis of their mud content (90% for FD1 and 50% for FD2). FE facies is subdivided into three microfacies depending on their biotic components, respectively sponges, ostracodes, and rare calpionellids (FE1), algae, sponges and ostracodes with smooth shells (FE2) (Pl. 2, D), and bivalves and echinoderms (FE3). FF facies is subdivided into three microfacies. FF1 is composed of complete and *in situ* rudists embedded in a muddy matrix associated with rare sponges and ostracodes. FF2 contains broken rudists within a packstone matrix rich in foraminifera, bivalves, and peloids. FF3 contains *in situ* -gastropods, rarely reworked into a floatstone matrix. Three microfacies are distinguished within FG, depending on their '*Tubiphytes like'* aggregates abundance and size, ranging from less than 5% of small (less than 1 mm) elements for FG1, up to 30% for FG2, and over 50% of larger forms (over 2mm) for FG3 (Pl. 2, C). These '*Tubiphytes like'* aggregates are associated with abundant benthic foraminifera and peloids. The bioclasts show variable preservation states, from disjointed (FD2) to moderately broken (FF2).

The high mud content, the *in-situ* preservation of several organisms, and the moderate fragmentation imply low to moderate hydrodynamic conditions in a shallow water domain in an intermediate inner position on the platform. These conditions are confirmed by the presence of ubiquitous Requieniidae (FF facies), affiliated to inner environments (Masse, 1976), indicating very low hydrodynamic conditions when preserved *in situ* or floating in micrite (FF1). The association of '*Tubiphytes like'* aggregates with rudists, benthic foraminifera, gastropods, and ostracodes supports this lagoonal setting. The restriction of the lagoon is deduced from the occurrence of *Favreina* (FD) (Tasli, 2001; Bernaus *et al.*, 2003; Flügel, 2004; Wilmsen *et al.*, 2010). Changes in salinity are deduced from the presence of *Istriloculina* (miliolidae), sponges, ostracodes and rare gastropods (FE) (Arnaud-Vanneau, 1980; Virgone, 1997; Godet *et al.*, 2010). Reworked bioclasts indicates occasional storm events within a restricted environment.

Table 1. Classification of the thirteen facies defined in Ollioules section and interpretation in term of their depositional environments.

	Facies	Matrix	Biotic content		Other components	Sedimentary features and bioturbations	Grain sizes	Diagenetic features	Taphonomy	Energy and depositionnal environments	Environ-ments
			dominants	accessories							
A	Mud- to wackestone with charophytes	Micrite (80 to 90%)	Charophytes (5 to 10%), bivalves (5 to 10%), gastropods (1 to 5%)	Foraminifera (1%) (miliolidae, textulariidae)	Peloids (<1%)	Poorly-sorted grains and moldic porosity (algae, gastropods) and micritization	125 µm (bioclasts)		Disarticulated bivalves, gastropods, complete and broken charophytes	Very low energy, fresh-/ brackish-water	(1) Tidal flat
B	Mudstone with µbialites and birdseyes		Encrusting µbialites (99%)	Foraminifera (miliolidae) (1%)		Laminated µbial encrusting in alternance with 1 to 2mm straight digitated cavities	125 µm (foraminifera)	Partially infilled cavities by micritic silts and blocky sparite		Very low energy; supratidal to intertidal domain	
C	Wacke- to µpackstone with foraminifers and birdeyes (C1) and bioclastic Wacke- to µpackstone (C2)	Micrite (50 to 80%)	Foraminifera (miliolidae) in C1 and gastropods, green algae, foraminifera (miliolidae, textulariidae, up to 40%), bivalves (15%) in C2	Sponge spicules, echinoderms, ostracods (1%), *Tubiphytes* aggregates (1 to 5%)	Peloids (rare to 40%)	Discrete lamination and poorly-sorted grains. Abundant (25 to 50 %) parallel digitated cavities (250 µm up to 2 cm large) and moldic cavities (200µm). Bioturbations and perforations by lithophaga bivalves	125 µm (peloids and foraminifera) to 2 mm (bioclasts)	Cavities (5 to 10%) partially or completely infilled by micritic silts and cements (blocky sparite); late fracturation	Complete and disarticulated bioclasts, micritized echinoderms and foraminifera, and subangular µbialites	Very low energy (C1) and low to moderate energy (C2); supratidal to intertidal domain	
D	Mud- to wackestone with coprolites (D1) and bioclastic packstone with coprolites (D2)	Micrite (50 to 95%)	Foraminifera (40%) (miliolidae, textulariidae, involutinidae), green algae (*Clypeina*, *Salpingoporella*, 30%)	Sponge spicules, gastropods, echinoderms, bivalves (1-3%)	Coprolites (2 to 10%), peloids (rare)	Poorly-sorted grains and non grading deposits, intense micritization	200 µm to 1 mm		Micritized coprolites and broken bioclasts	Very low to low energy (D1) to moderate energy (D2); subtidal protected lagoon	(2) Restricted subtidal lagoon
E	Mud- to packstone with sponges and ostracods (E1), wacke- to packstone with foraminifera and green algae (E2) and µpackstone with bivalves and echinoderms (E3)	Micrite (40 to 80%)	Sponge spicules (10%), ostracods (5%) in E1; green algae (*Clypeina*, *Salpingoporella*, up to 20%), foraminifera (15%) (miliolidae, textulariidae, involutinidae, cyclaminidae) in E2 and echinoderms (15%), bivalves (15%) in E3	Green algae, foraminifers, gastropods, sponges spicules (1%), echinoderms, bivalves and *Tubiphytes* aggregates (E3)	Peloids (rare)	Alternance of packstone and mudstone (E2 and E3). Bioturbation and perforations by cm- lithophaga bivalves and poorly sorted and rounded grains (E3)	Between 125 µm and 800 µm (E1), 200 µm and 2 mm (E2 and E3)		Complete to disarticulated ostracods and gastropods (E1), broken and micritized echinoderms, bivalves and algae (E2 and E3), encrusting *Tubiphytes* on bivalves, rounded *Tubiphytes* (E3)	Very low to low energy (E1) and low to moderate energy; subtidal lagoon (E2 and 3)	
F	Floatstone with rudists (F1 and F2), and pack- to floatstone rich in gastropods (F3)	Mud- to packstone with peloids and foraminifera or E1 in F1; G1 in F2; pack- to grainstone	Rudists (15 to 40 %), foraminifera (10%) (miliolidae, textulariidae, orbitolinidae), bivalves and echinoderms; *Tubiphytes* aggregates (only in F2, 10%); gastropods (only in F3, 20%)	Rare gastropods, sponge spicules, corals and bryozoans; rare bivalves (F2); *Tubiphytes* aggregates (F3, up to 5%)	Peloids (up to 50%) and ooids (F3, 1%)	Normal grading in a low sorted matrix (F1), in a peloids-rich packstone (F2). Alternances of pack- and µgrainstone organized in asymmetric ripples (F3). Bimodal sorting in F2; geopetal structures and digitated cavities (125 µm), fibrous calcite cements in oolititic grainstone. Perforations by lithophaga bivalves	Up to 5 cm (F1 and F2), 125 µm -1 mm (matrix in F1); pluri-cm (F3) and up to 1 mm (matrix in F3)	Cavities partially or completely infilled by micritic silts and cements (blocky sparite); µkarst structures and meniscal cements (F3)	Dissolved complete to broken rudists, bioerosions in rudists, high micritization of foraminifera, broken bivalves, sponges, bryozoans and complete gastropods	Low energy with local subaerial exposure (F1), high energy (storm-induced, F2) and moderate energy, intertidal to subtidal domains	
G1-2	µpackstone (G1) pack- to grainstone (G2) and floatstone (G3) with peloids, benthic foraminifera and *Tubiphytes*	Micrite to µsparite (up to 30%, G1 and G2); pack- to grainstone with lumps, peloids and foraminifera (G3)	Foraminifera (5 to 10%) (miliolidae, textulariidae in G1, pavotinidae, involutinidae, orbitolinidae in G2-G3), sponges (5%) encrusted by *Tubiphytes*, gastropods (5%); *Tubiphytes* aggregates (G2 and G3, up to 35%), rudists (40%)	*Tubiphytes* aggregates (up to 10%), other bivalves, echinoderms, rare green algae (*Salpingoporella*), rare corals	Peloids (10 to 50%)	Low grading deposits, Low bio/pel grain sorting to pel-well grain sorting; bioturbation (*Ophiomorpha* in G2); random orientation of angular µbial aggregates and encrusted bioclasts (rudists and corals) floating in a low grading and grain sorting matrix (G3). Scarce digitated cavities (125µm)	100-125 µm (matrix); up to 1 mm (in G1 and G2) and between 300 µm to 4 mm (*Tubiphytes*, rudists in G3),	Infilling silts in moldic cavities and blocky sparite cements	Micritization, broken echinoderms and bivalves, encrusted sponges and subangular µbialitic and *Tubiphytes* aggregates, broken corals encrusted by *Tubiphytes* in G3	Low energy (G1); moderate to high energy (storm-induced, G2) to high energy with storm-dominate influence and/ or tidal reworking (G3) in subtidal domains	
G3											

H	Floatstone with *Bacinella* and rudists (H1 and H2)	µpackstone (H1) and µpack- to µgrainstone (H2) with *Tubiphytes*, peloids and foraminifera	Rudists (up to 20%), other bivalves (5 to 10%); *Bacinella-Lithocodium* aggregates (up to 30%), *Tubiphytes* aggregates (up to 20%), foraminifera (up to 20%, miliolidae, textulariidae, orbitolinidae)	Rare echinoderms, other bivalves (2%)	Peloids (10 to 20%)	*In situ* and reworked *Bacinella*. Non grading and low sorting of macro-bioclasts in low sorting µpackstone (H1 and H2); random orientation of µbialites and bioclasts; bioerosion by lithophaga bivalves	125 µm (foraminifera, peloids), 250 µm (µbial encrusting); pluri-cm (rudists and *Bacinella*)	*Bacinella* bioeroded by lithophaga bivalves	*In situ* and subangular *Bacinella*, disarticulated and broken rudists	Moderate energy (H1) and moderate to high energy (storm- induced) and lagoonal reworking (H2)	(3) Open subtidal-intertidal lagoon
F	Floatstone with corals (I1) and rudists and *Bacinella* (I2)	Wacke- to packstone with foraminifera and *Tubiphytes* (I1) and G2 matrix in I2	Corals (25%), foraminifera (miliolidae, textulariidae) (5-10%), *Bacinella-Lithocodium* aggregates (5 to 15%), *Tubiphytes* aggregates (5-10%); rudists (up to 20% in I2)	Bryozoans, serpulids (<1%)		*In situ* corals floating in a low grain sorting and non grading packstone matrix; subangular to rounded µbial aggregates and encrusted bioclasts	2-3 cm (corals); 250 µm (*Tubiphytes*, foraminifera)		Complete corals; broken shells and corals encrusted by *Tubiphytes* and *Bacinella*, high micritization	Low to moderate energy (I1); moderate to high energy (storm-induced) (I2) in subtidal zone	
J	µpack- to µgrainstone with peloids	Micrite (25%)		Foraminifera (miliolidae, textulariidae) (2%), *Tubiphytes* (2%)	Peloids (70%), ooids	Well-sorted grain, concentric ooids with radial cortex; bioclastic nuclei are foraminifera; bioturbation	200 µm		Intense micritization	Moderate energy, tide- dominated or wave-dominated shoreface	
K1-3	Floatstone with bivalves and birdseyes (K1); µpack- to µgrainstone (K2) and pack- to grainstone with peloids and lumps (K3)	Wacke- to packstone with foraminifera-*Tubiphytes* (K1); micrite (5%) to sparite (up to 25%) (K2 and K3);	Bivalves (30%), foraminifera (5%, miliolidae, textulariidae in K1 and orbitolinidae in K2), *Tubiphytes* aggregates (5%)	Rare gastropods, corals, bivalves, echinoderms (up to 15% in K3) and *Bacinella* (in K3, rare to 2%)	Peloids (15% in K1, 60% in K2 - K3); ooids K2), *Tubiphytes* (10%) and lumps (up to 25%),	Planar bioclastic laminations floating in a low grain sorting wacke- to packstone (K1); Alternances of µpack- and µgrainstone (mm to pluri-cm), rounded grain, local asymmetric ripples figures, erosive base (K2 and K3)	1 to 3 cm (bivalves) and 200-500 µm (foraminifera, *Tubiphytes* aggregates, peloids)	Moldic cavities partially infilled by micritic matrix, digitated cavities (500 µm to 3 cm); cements (blocky sparites).	Disarticulated and broken bivalves and corals; complete gastropods, subangular µbialitic aggregates; *Bacinella* encrusting bivalves, micritised echinoderms	Low to moderate energy (K1) and moderate to high energy (K2) in tide-dominated shoreface	
K4-5	Grain- to µgrainstone with peloids, bivalves, echinoderms, *Tubiphytes* (K4) and grainstone with peloids and bryozoans (K5)	Sparite (20 to 40%)	Bivalves (5 to 15%), echinoderms (5 to 10%), *Tubiphytes* aggregates (5%) and bryozoans (in K5, up to 10%)	Foraminifera (1-5%); bivalves (5%), echinoderms (5%), rare serpulids	Peloids (up to 50%), lumps	Bimodal grain; well sorted and rounded. Alternances of µgrain- (125 to 200 µm) and grainstone (500µm to 1mm). Planar bioclastic laminations floating in µpeloidal to peloidal matrix (K5)	125 µm (peloids) to 1 mm (bioclasts and µbialitic aggregates)		Broken, encrusted and rounded bivalves and echinoderms, rounded µbialitic aggregates	High energy, tide-dominated (K4 and K5), shoreface	
L	Grainstone with foraminifera, bivalves and lumps (L1 and L2)	Sparite (up to 60% in L2)	Foraminifera (15%) (miliolidae, lituolidae, textulariidae, rotalidae) bivalves	*Tubiphytes* aggregates (5%), rare bivalves and echinoderms	Ooids (30% in L1); lumps and peloids (25%)	Normal grading (grainstone), unidirectionnal tangential laminations (L1), scarce coated grains; grain-supported fabric and µsparite in interparticle pores; planar laminations, rounded grain with ooids (L2)	250 to 350 µm; (125 µm in L2)	Isopachous cement fringing pores and digitated cavities	Broken bioclasts, rounded, micritized bivalves, rounded µbialites aggregates	Very high energy; wave-dominated (L1 and L2); shoreface	(4) Shoal-dominated
M	Floatstone with corals, *Bacinella*, *Cayeuxia*, *Tubiphytes* and rudists (M1); rudstone with corals and *Tubiphytes* (M2) and floatstone with rudists, corals and *Cayeuxia* (M3)	Grainstone with *Tubiphytes*, peloids and foraminifera	Corals (20-30%), *Bacinella-Lithocodium* aggregates (20-60%), Cayeuxia (10-20%), rudists (up to 30% in M2), foraminifera (miliolidae, textulariidae, orbitolinidae; 40%); *Bacinella-Lithocodium* (30% in M3)	*Tubiphytes* aggregates (20%), rare gastropods and bivalves	Peloids (20 to 40%),	Bioclasts floating in a low grain sorting and grading grainstone (M1); bimodal non-grading bioclast-supported mixed with cm-size lumps (M2); planar bioclasts laminations floating in a rounded and sorting grainstone; erosive base (M3); digitated cavities (250 to 500 µm)	300 µm (peloids and foraminifers) and cm bioclasts and µbialitic aggregates	Intergranular percolation of micrite (M1); isopachous cement fringing cavities walls and filled by blocky sparite	Broken and encrusted corals, rudists and *Cayeuxia*, subangular µbialitic aggregates	Very high energy, storm-dominated shoreface reworking open sea and lagoonal facies	

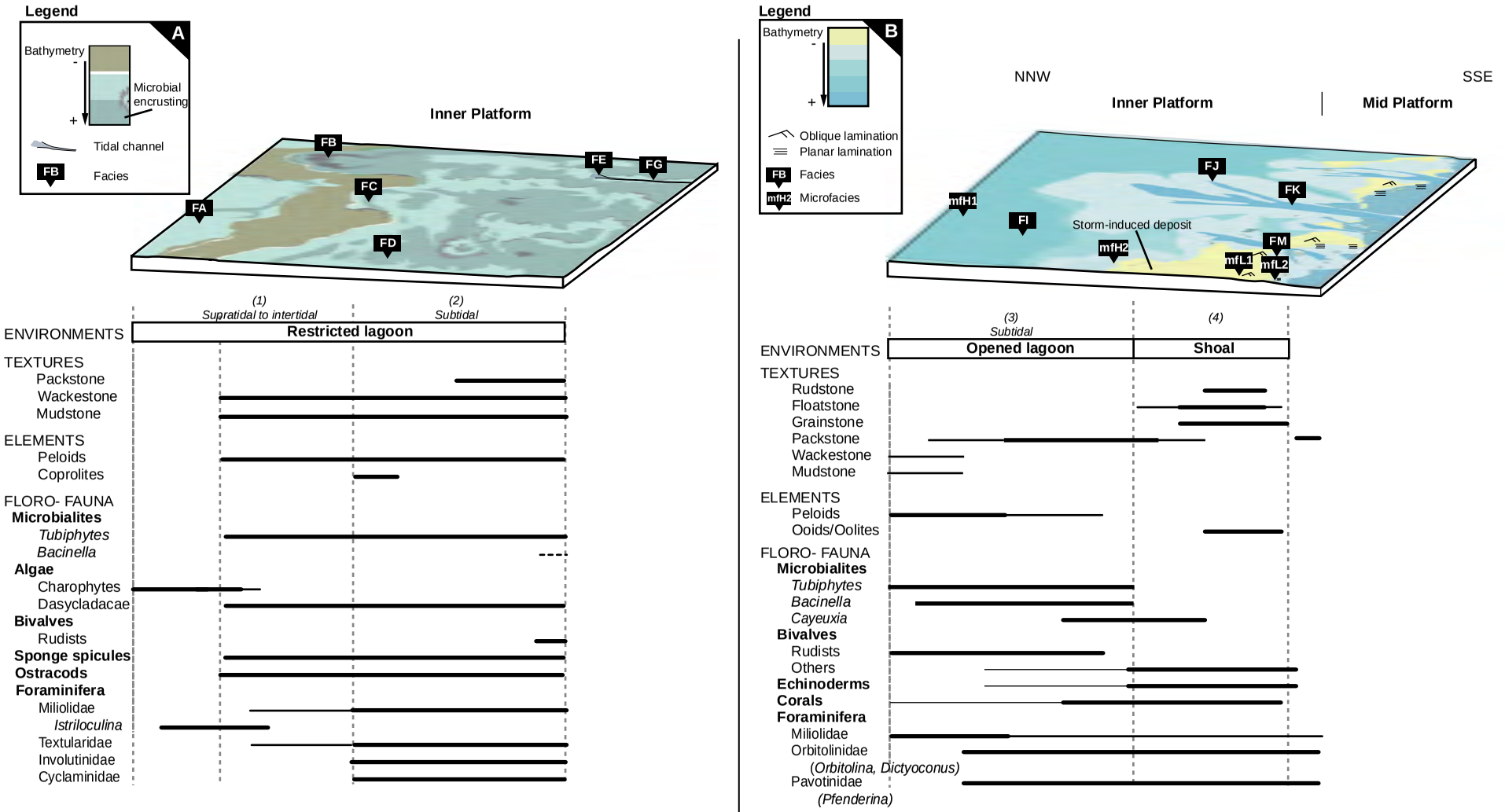


Figure 7. Facies distribution and palaeoenvironmental reconstructions of the Ollioules platform (see Tab.1 for detailed information on facies). The platform orientation is given by a NNE-SSW hectometric transect. (A) Upper Berriasian to Valanginian interval consists of an inner platform dominated by restricted lagoonal conditions. (B) Latest Valanginian- Earliest Hauterivian interval corresponds to inner to mid platform dominated by opened lagoon environments to shoal systems. The distribution of the main components along the platform transect are indicated below the depositional models.

5.3 Open subtidal-intertidal lagoon (moderate-to high-energy)

Four facies (FH, FI, FJ and FK) can be defined in this part of the inner platform. FH and FI correspond to floatstones with diversified foraminifera (miliolidae, textulariidae, orbitolinidae, pavotinidae, namely *Pfenderina*), bivalves, echinoderms and '*Tubiphytes like'* aggregates. These facies present erosive surfaces and inverse grading. Main obvious differences between these two facies are the presence of *Bacinella-Lithocodium* and rudists in FH, and corals in FI. FH is subdivided into two microfacies composed of epilithobionts *Bacinella* (interpreted as patchy-cloudy cluster *sensu* Rameil *et al.* (2010)), which are preserved *in situ* in FH1 and reworked in FH2 (Pl. 2, E). In FI, *corals* are either preserved *in situ* (FI1), or reworked and associated with rudists and *Bacinella* fragments (FI2). FJ and FK are composed of ooid- (Pl. 2, G) and peloid-rich packstones. These facies present a normal grading (packstones to micropackstones), millimetric to centimetric muddy drapes, geopetal infills, planar beddings, asymmetric ripples figures (Pl. 1, C) and reactivation surfaces. FK is subdivided into five microfacies, distinguished by their (1) biotic content, (2) granulometry and (3) textural characteristic. FK1 is a bivalve enriched floatstone with a micritic matrix in which birdseyes are locally observed. Both FK2 and FK3 present peloid-rich packstones and grainstones alternation and are distinguished by the size of their components, which are coarser in FK3 (250 µm to 1 mm). FK4 and FK5 are peloids-rich grainstones associated with bivalves and bryozoans, respectively.

These facies reflect two main hydrodynamic conditions. (1) The alternations of mud-dominated facies and grainstones indicate changes in energy of the depositional environments. The presence of these alternations, along with the existence of mud drapes, ooids, geopetal infills, erosive surfaces, and planar laminations, points to a tide-dominated environment (Boersma and Terwindt, 1981; Johnson and Baldwin, 1997). (2) The presence of centimetric and inversely graded isolated levels containing reworked corals (FI2) and *Bacinella-Lithocodium* (FH2) suggest occasional storm events. The presence of Orbitolinidae (Pl. 2, F), echinoderms, bivalves, bryozoans, and corals rather indicates open marine conditions within shallow water lagoon (Arnaud-Vanneau, 1980; Masse and Termier, 1992; Flügel, 2004). The *Bacinella-Lithocodium* associations (FH) are considered as calcifying cyanobacteria (Camoin and Maurin, 1988; Riding, 1991; Schmid and Leinfelder, 1996; Rameil *et al.*, 2010), which cover a wide range of hydrodynamic conditions. Epilithobionts *Bacinella-Lithocodium* traduce light-rich, well oxygenated and bioturbated shallow water conditions (Dupraz and Strasser, 1999; Rameil *et al.*, 2010). The presence of corals (FI) indicates a thermic and haline stability suggesting deeper conditions than rudist assemblages Alternatively, the decrease in marine temperature recorded in the western Tethys could have been linked to the development of upwellings coeval with a transgression (Föllmi *et al.*, 1994; Van de Schootbrugge *et al.*, 2003).

The biotic assemblage, the high mud content, the different hydrodynamic conditions point to an open subtidal-intertidal lagoon environment (moderate-to high-energy) in an outer intermediate platform position.

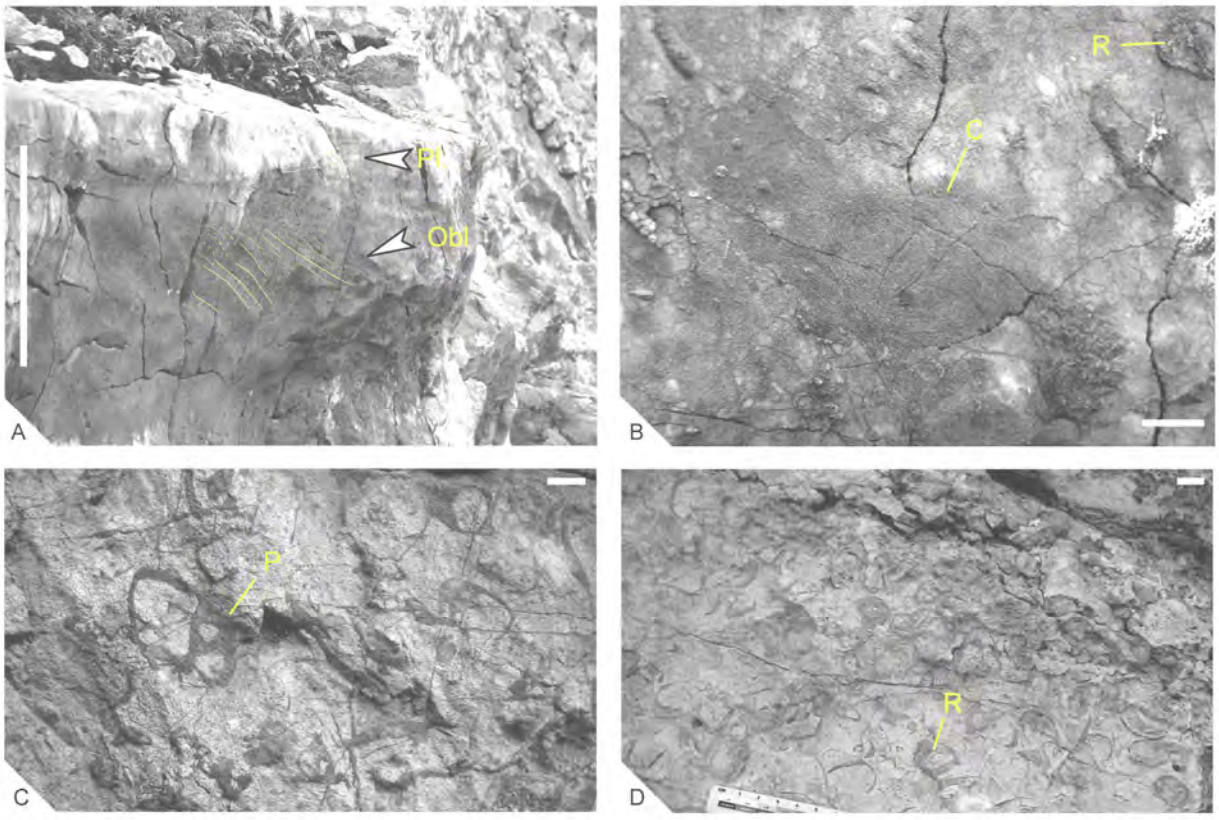
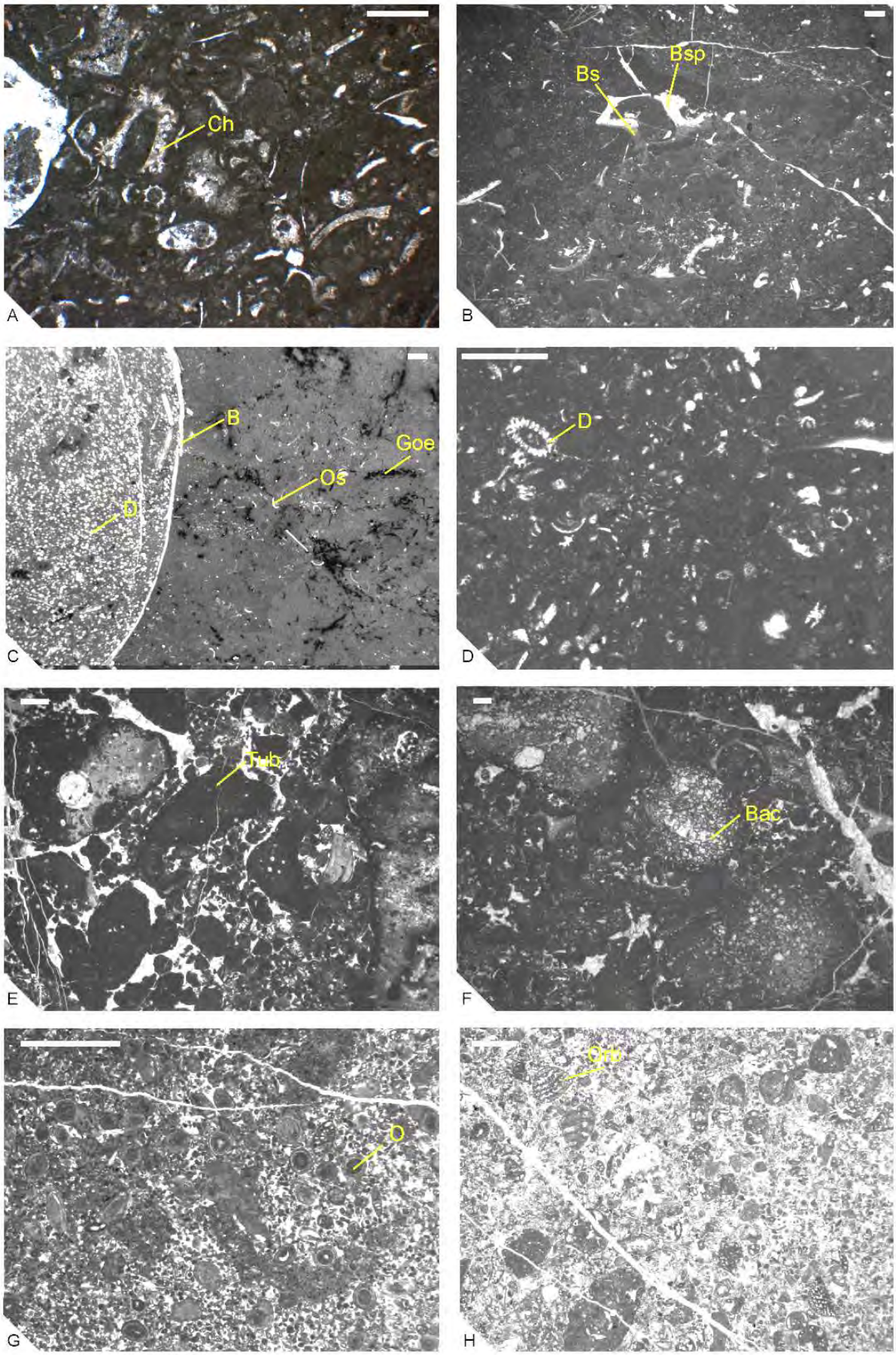


Plate 1. **Macrofacies and sedimentary figures of the Ollioules section.** (A) Floatstone with *Pachytraga tubiconcha* (Pa; level 178m). (B) Requienidae (Re, level 140) within a rudist-rich storm-induced deposit (mfF1). (C) Assymetric ripples figures (mfK2, level 15). (D) Oblique (Obl) and planar (Pl) laminations in a shoal system (mfM1 and mfM2, level 130). (E) Floatstone with corals (Co, level 160) and Requienidae (Re) (mf I2). (F) Homogeneous carbonate without clear bedding pattern (from level 70 to level 85). Scale bar represents 1cm (A, B, C and E) or 1m (D) and bag for scale in (F), see Tab. 1 for facies details.

Plate 2. Microfacies of the Ollioules section. (A) Charophytes (Ch) -rich packstone (FA). (B) Sub-emersive facies identified by birdseyes infilled by silts (Bs) and sparite (Bsp). (C) '*Tubiphytes like'*-rich floatstone (mfF2). (D) Dasycladacea (Da)-rich wackestone (mfE2). (E) *Bacinella*-rich floatstone (mfH2). (F) Orbitolinids observed in a Floatstone rich in *Bacinella* and rudists (Orb, mfH2). (G) Oolitic (Oo) packstone (mfK2). (H) Wackestone (E1) with sponges and ostracodes (Os) and perforated by lithophaga bivalve (Bi); Silt infilling pores, presenting goetite mineralizations (Goe) and microcrystalline and anhedral dolomite crystals (Dol); Scale bar is 500 µm, see Tab. 1 for facies details.


Ch
A
Bs
Bsp
B
B
Goe
Os
D
C
D
D
Tub
E
Bac
F
O
G
Orb
H

5.4 Shoal dominated environment

Two facies are distinguished within this depositional setting and correspond to grainstones (FL) and floatstones (FM). Both facies display well-sorted grains and contain numerous peloids and scarce coated-grains. FL is subdivided into two microfacies, according to the nature of their lamination and grain size. FL1 presents unidirectional oblique laminations and a homogeneous grain size ranging from 250 to 350 µm, whereas FL2 shows planar laminations, small-scale (pluricentimetric) alternations and a finer grain size (< 125 µm) (Pl. 1, D). FM facies is characterized by erosive surfaces, angular to rounded, unsorted bioclasts and is composed of coarse bioclastic floatstones with a grainstone matrix (millimetric to pluricentimetric elements). Characteristic biotic associations allow definition of three microfacies composed respectively of *Cayeuxia,* coral (Pl. 1, E), *Bacinella,* '*Tubiphytes like'* aggregates, and rudists in FM1, '*Tubiphytes like'* aggregates only in FM2, and rudists only in FM3.

These two facies indicate high-energy conditions in an open marine environment. Unidirectional oblique and planar laminations associated with well sorted grains (FL) (Pl. 1, D) point to shoal environments in fair-weather wave-dominated conditions. Nevertheless, the small-scale (pluricentimetric) alternations of normal grading lamination may reflect a tide-dominated sand shoal system (Johnson and Baldwin, 1997). The floatstone facies displaying an erosive lower contact, non-grading organisation, angular to rounded elements argue for storm-induced deposits. The coral content implies that they are adjacent to reef complexes (Flügel, 2004).

6. Stratigraphy

6.1 Time control

6.1.1 Biostratigraphy

The biostratigraphic framework is based on the analysis of benthic foraminifera and rudists. Biostratigraphically-meaningful benthic foraminifera have only been observed in the lower part of the section (0-110 m) and indicate a latest Berriasian to earliest Valanginian age. In more detail, the presence of *Feurtillia frequens* (at 8 m) (Pl. 3, A) and of *Andersenolina delphinensis* (at 10 m) clearly marks a Berriasian age (Blanc, 1995). The occurrence of these two species and the absence of *Pseudotextulariella courtionensis* suggest that these deposits are correlative to the *Subthurmannia occitanica* Zone (Blanc, 1995). *Montsalevia elevata* (between 13 and 32 m; Pl.3, B) associated with a small-sized specimen of *Pfenderina,* namely *Pfenderina* aff. *neocomiensis* (Pl. 3, C), can be indicative of a Late Berriasian or a Valanginian age (Blanc, 1995). However, Virgone (1997) observed the first occurrence of *Montsalevia salevensis* at 29 m from the base of his logged section (corresponding to the level at 18 m in the section presented here). This event indicates a Valanginian age. In the present study, the first occurrence of *Montsalevia salevensis* is observed at 34 m from the base of

the logged section (Pl. 3, D). From 42 to 110 m, an additional Valanginian marker (*Pfenderina neocomiensis*) is recorded (Pl. 3, E). Then, benthic foraminifera observed between 110 and 175 m are not characteristic of a given age but correspond to new assemblages, which have not yet been described in this part of the western Tethys. However, this assemblage allows us to precise the depositional environments and the changes in ecological conditions. Finally, the appearance of the rudist *Pachytraga tubiconcha* at 178 m marks the Early Hauterivian (Skelton and Masse, 1998) (Pl. 1, A).

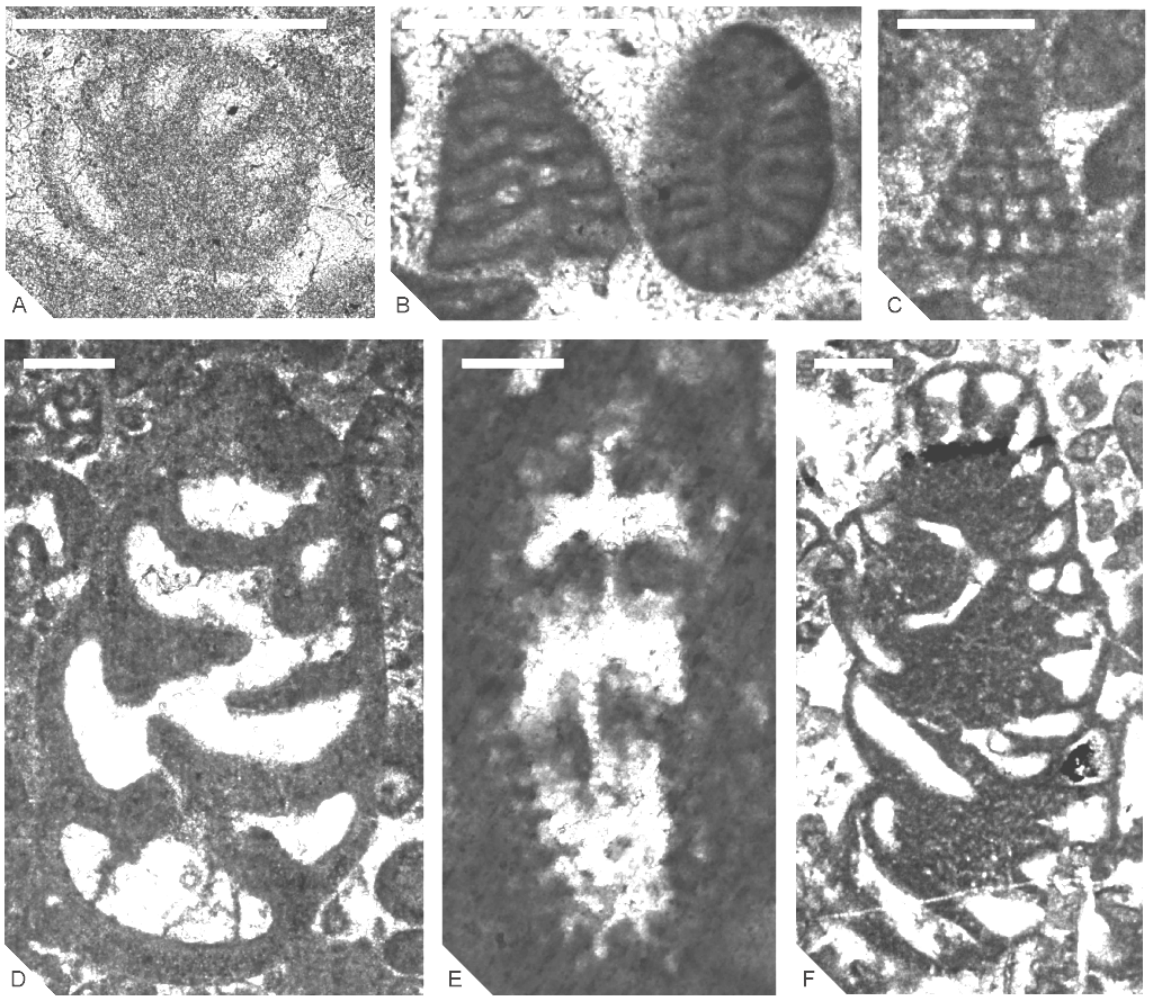
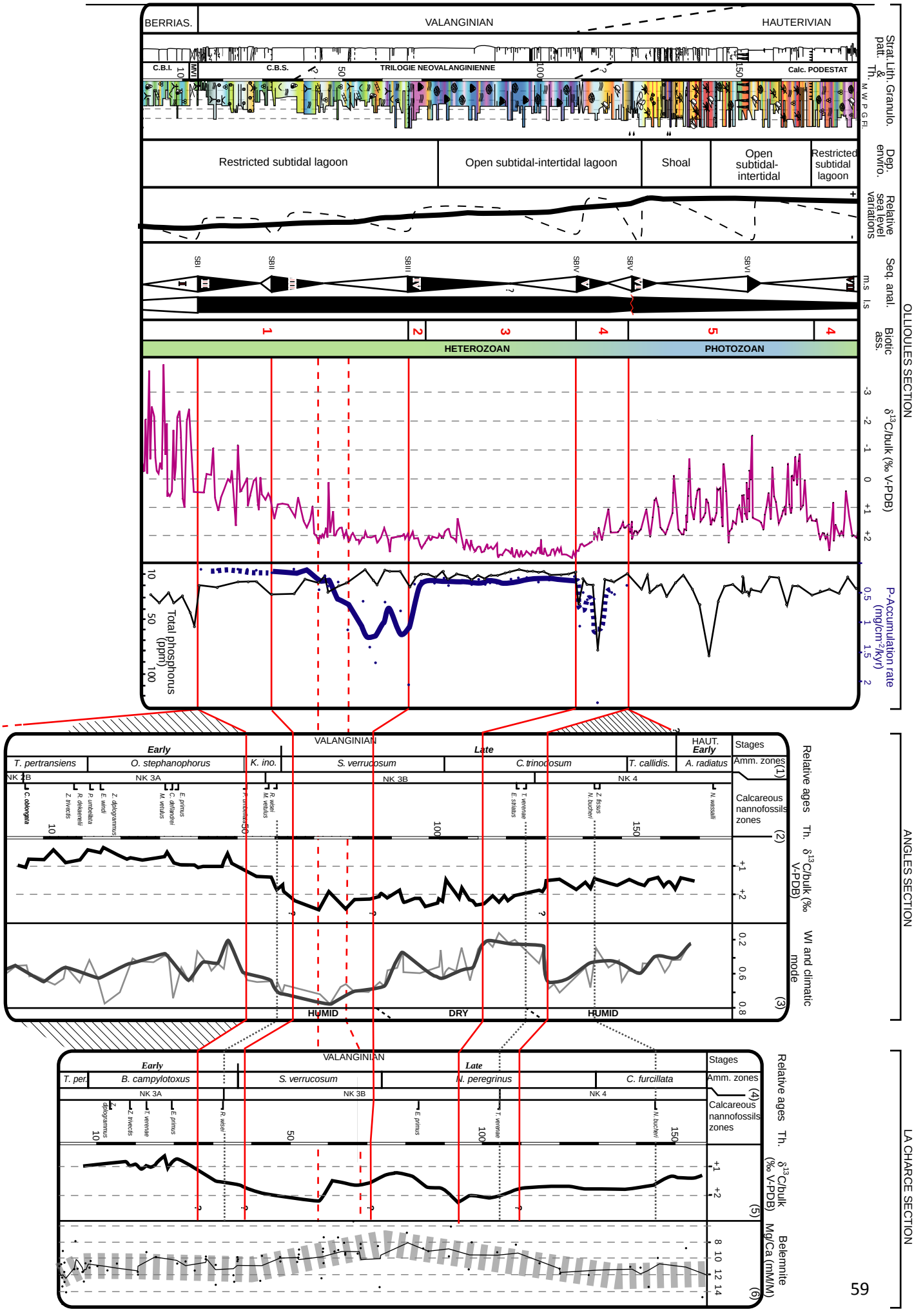


Plate 3. Benthic foraminifera as biostratigraphical markers. (A) *Feurtillia frequens*. (B) *Montsalevia elevata*. (C) *Pfenderina neocomiemsis*. (D) *Montsalevia salevensis*. (E) *Pfenderina aff. neocomiensis*. Scale bar is 250µm

6.1.2 Chemostratigraphy

Carbon isotope values range from -3.1 to 2.8‰ (Figs. 5 and 6) through the section. At the base of the section until 13 m, $\delta^{13}C$ values exhibit fluctuations between -3.8 and 1‰. Around 13 m, a shift is observed in the $\delta^{13}C$ toward more positive values that are followed up to 45 m by a large positive excursion of 2.5‰, with $\delta^{13}C$ values reaching 2‰. From 45 m to 110 m, $\delta^{13}C$ values remain relatively high and display a much smoother trend, with a small negative excursion at 50 m followed by stable values around 2‰ up to 75-80 m. Bulk rock carbon isotope composition then shows a slight increase of 0.5‰, followed by stable values around 2.5‰ up to 110 m. A large decrease in $\delta^{13}C$ values is observed after 110 m, from 2.5‰ down to values around 0.5‰ at 160-170 m, with a large scattering of the data (up to 3.5‰). Carbon isotope ratio increases again from 170 m to 180 m, up to 2‰, and values remain stable to the top of the section. In Figure 8, the $\delta^{13}C$ curve is plotted against reference curves of the Vocontian Basin. These curves show a large positive excursion from the middle part of the *B. campylotoxus* ammonite Zone to the lower part of the *Saynoceras verrucosum* ammonite Zone. This positive excursion has been recognised in both pelagic and neritic sediments from other Tethyan areas as well as from Pacific and Atlantic Oceans (Cotillon and Rio, 1984; Lini et al., 1992; Weissert *et al.*, 1998; Adatte *et al.*, 2001; Hennig, 2003; Erba *et al.*, 2004; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007.

Figure 8. Illustration of the data base proposed for Ollioules section recording sedimentological, stratigraphical, palaeoecological, chemostratigraphic and P-Accumulation rate results (for legends see Fig. 5); Chemostratigraphical correlations (red lines) between Ollioules section and two Vocontian basin sections: Angles and La Charce (Duchamp-Alphonse *et al.* (2007) and Hennig *et al.* (1999) - Gréselle (2007), respectively). Evolution of the trophic level is approximated both by the Total phosphorus (P, thin black curve) and P-accumulation rate (PAR; thick blue curve) along the Ollioules section; note that the PAR blue curve corresponds to a three-point mean curve, and that uncertainties are indicated by dashed blue curves. In Angles (relative age and ammonites zones (1) after Bulot and Thieuloy, 1994) and La Charce sections (ammonite zones (4) after Reboulet *et al.*, 2009), correlations are supported by calcareous nannofossil biostratigraphy ((2), after Duchamp-Alphonse *et al.,* 2007) with correlation levels corresponding to the dark dashed-lines. For the Angles section, the Weathering Index (WI, Kaolinite/ (Illite+ Chlorite)) (3) is indicated in order to discuss global climatical changes interpreted as Humid/Arid conditions (after Duchamp-Alphonse *et al.*, 2011). For the La Charce section, belemnite Mg/Ca ratios ((6), McArthur *et al.,* 2007) allow to discuss changes in sea-water temperatures. Berrias. = Berriasian; Biotic ass. = Biotic assemblages ; C.B.I. = 'Calcaires Blancs Inférieurs'; C.B.S. = 'Calcaires Blancs Supérieurs'; Calc. Podestat = 'Calcaires de Podestat'; Dep. env. = Depositional environments; Granulo. = Granulometry; large s. = large scale; Lith. & Th. = Lithostratigraphy and thickness; Lm. = Limestones; M.V.I. = 'Marnes Vertes Infracrétacées'; medium s. (sequence) = medium scale (sequence); Seq. anal. = Sequence analysis; Strat. patt. = Stratal pattern; Th. = Thickness; WI = Weathering Index.


BERRIAS.
VALANGINIAN
HAUTERIVIAN
C.B.I.
C.B.S.
TRILOGIE NEOVALANGINIENNE
Calc. PODESTAT
Strat. Lith. Granulo. patt. & Th.
M W P G Fl
Restricted subtidal lagoon
Open subtidal-intertidal lagoon
Shoal
Open subtidal-intertidal
Restricted subtidal lagoon
Dep. enviro.
Relative sea level variations
SBI
SBII
SBIII
SBIV
SBV
SBVI
Seq. anal.
m s
ls
HETEROZOAN
PHOTOZOAN
Biotic ass.
δ13C/bulk (‰ V-PDB)
Total phosphorus (ppm)
P-Accumulation rate (mg/cm-2/kyr)
OLLIOULES SECTION
Early
Late
T. pertransiens
O. stephanophorus
K. ino.
S. verrucosum
C. trinodosum
T. callidis.
A. radiatus
HAUT. Early
Stages
Amm. zones
(1)
NK 2B
NK 3A
NK 3B
NK 4
C. oblongata
Z. tryrectis
R. déslongchi
P. umbellifera
E. windi
Z. diplogrammus
C. delfortrei
M. vetulus
E. primus
P. rumelianus
R. wisei
T. verenae
E. striatus
Z. fisxus
N. bucheri
N. wassalli
Calcareous nannofossils zones
(2)
Relative ages
Th.
δ13C/bulk (‰ V-PDB)
WI and climatic mode
(3)
HUMID
DRY
HUMID
ANGLES SECTION
T. per.
B. campylotoxus
S. verrucosum
N. peregrinus
C. furcillata
(4)
(5)
Belemnite Mg/Ca (mM/M)
(6)
LA CHARCE SECTION

The onset of the positive excursion is difficult to identify at Ollioules because of the large fluctuations in $\delta^{13}C$ values in the first 28 m of the section and of the positive shift at around 13 m. The large scattering of isotopic values may be due to the numerous emersions as indicated by subaerial exposure surfaces. Emersions have induced intense diagenetic processes affecting the carbon isotopic signal (see below for further description). Nevertheless, comparison of our $\delta^{13}C$ data with the reference curves shows that levels correlative of at least part of *B. campylotoxus* and *S. verrucosum* Zones are recorded in our section. Within this interval showing more stable isotope values between 45 m and 110 m, small fluctuations may be tentatively correlated with similar variations in the reference curves of the nearby Vocontian Basin. This correlation may attest that this part of the section is correlative to the *S. verrucosum* and middle of *N. peregrinus* Zones. Above 110 m, the decrease in $\delta^{13}C$ values at Ollioules suggests that levels correlative of part of the *N. peregrinus* and maybe *Criosarasinella furcillata* Zones may have been recorded, although the isotope values display large fluctuations. This interval of large scattering corresponds to the record of repeated emersion levels.

The $\delta^{13}C$ and biostratigraphy data therefore support a Valanginian age for most of the Ollioules section, and allow to approximate the location of the Early-Late Valanginian transition within the section.

6.2 Sequence analysis

The sequential framework proposed for the Ollioules section is based on the characterisation of major discontinuities, changes in depositional environments, and community replacements (Figs. 5, 6 and 8). The smallest sequences recognized in Ollioules are compared with elementary sequences defined by Strasser *et al.* (1999) according to their facies transition from open lagoon to protected lagoon. Nevertheless, these sequence features differ by the lack of bedding and characteristic stacking pattern. In Ollioules, bedding surfaces are rare implying thick carbonate succession (> 10 m; Pl. 1, F). Despite the free-clay content allowing a well-expressed stacking pattern, the smallest sequences defined in this work are considered as equivalent to the elementary sequences defined by Strasser *et al.* (1999). Seven medium-scale sequences have been defined in Ollioules section. The first sequence characterises the end of a Berriasian large-scale sequence (equivalent to 3rd -order sequence Be5 of Hardenbol *et al.* (1998) and to medium-scale sequence B of Gréselle and Pittet (2010)). The six following sequences belong to an incomplete Valanginian-Hauterivian large-scale sequence and have been compared high-scale sequences V6 to V9 and H1-2 (?) of Gréselle and Pittet (2010). The transgressive trend of this large-scale sequence induces a transition from restricted lagoon deposits (‘Marnes Vertes Infracrétacées’ Fm.) to open lagoon deposits (top of ‘Trilogie

Néovalanginienne' Fm.). Therefore, this transgressive trend is enhanced as indicated by the occurrence of shoals (top of 'Trilogie Néovalanginienne' Fm./base of 'Calcaires de Podestat' Fm.). The limit between two large-scale sequences corresponds to the sequence boundary I (SBI) and records a major hiatus spanning from the Late Berriasian (levels correlative to the *S. occitanica* Zone) to the latest Early Valanginian (levels correlative to the *B. campylotoxus* Zone).

Medium-scale sequence I (MsS I)

The main carbonate organisms observed in MsS I are gastropods, sponges, ostracodes, benthic foraminifera. MsS I is only characterised by a shallowing-upward trend indicated by the transition from restricted lagoon facies (FE) to fresh/brackish water lagoon conditions (FA). The top of MsS I corresponds to a major discontinuity indicated by perforations and early dolomitization and ferruginization (SB I). SB I corresponds to a hiatus spanning from the Late Berriasian to the latest Early Valanginian.

Medium-scale sequence II (MsS II)

MsS II is characterised by an impoverishment of the biotic contents and by an increase of chemically-induced grains, as indicated by the presence of numerous ooids. This 15 m thick MsS II is subdivided in two small-scale sequences (Figs. 5 and 6). It exhibits a first deepening-upward trend (MsS IIa and part of MsS IIb) evolving from protected and restricted lagoon environments (FD, FE) to moderate-energy environments under tidal influence (mfE3, mfF2, FG). The shallowing-upward trend (upper part of MsS IIb) shows a return to a persistent tidal influence (FJ) and an increase of amalgamated erosive bases toward the top, traducing low accommodation space (FK2). MsS II is capped by an exposure surface (SB II). The MsS II is Early Valanginian in age and can be correlated with part of the *B. campylotoxus* Zone in other biostratigraphically constrained sections.

Medium-scale sequence III (MsS III) and IV (Ms SIV)

Both MsS III and MsS IV correspond to a 75 m thick aggradation. MsS III records a return to increasing biotic diversity, as indicated by numerous benthic foraminifera (*Pfenderina neocomiensis, Montsalevia salevensis, Vercorsella* sp.*, Sabaudia* sp.*, Histerolina* sp. and *Pseudotextulariella* sp.*)*, algae, sponges, ostracodes, and '*Tubiphytes like'* aggregates. MsS III (35 m thick) is composed of two small-scale sequences (15 m) and seven elementary-scale sequences (2-10 m; Figs. 5 and 6). The deepening-upward trend of the medium-scale sequence shows restricted lagoon environments of very low-to moderate-energy (FD and FE) evolving to open lagoon environments influenced by tidal currents (FJ). The maximum flooding is indicated by the presence of open marine assemblages (*Arenobolumina*, abundant *Montsalevia*, and orbitolinids *Cribellopsis* sp.). The shallowing-upward

trend is defined by a progressive return to restricted lagoon environments dominated by low- to moderate-energy (FE and FG1). Within MsS III, elementary-scale sequences are characterised by an increase in water energy (mainly tidal) from the base mfE1, mfE2, mfG1) to the top (mfJ, mfK1, mfK2, mfK4). This sequence ends with a karstified surface (SB III). The MsS III is earliest Late Valanginian in age and corresponds to correlative levels dated to as *S. verrucosum* Zone of sections from the Vocontian Basin.

In MsS IV, the biotic assemblage is marked by abundant and diversified foraminifera (*Dictyoconus* sp*., Orbitolinidae* sp., *Scythiolina filiformae, Barkerina dobrogiaca, Trocholina odukpaniensis* and *Patellovolvulina* sp.), abundant microbialites aggregates (‘*Tubiphytes like’* and *Bacinella*), rudists (Requieniidae) and scarce corals. MsS IV (40 m thick) is divided in two small-scale sequences (10-30 m thick) and fifteen elementary sequences (1-4 m thick; Figs. 5 and 6). The deepening-upward trend of each medium-scale sequence evolves from restricted lagoon environment of moderate-energy (FG) to open lagoon environments (FH, FI). Persistence of open lagoon conditions with an increase of amalgamated erosive surfaces is interpreted as an evidence of shallowing-upward conditions. The sequence boundary of this sequence is only marked by a sharp change in facies, associated with an increase of biotic diversity (Figs. 5 and 6). The 15 elementary sequences record a transition from floatstones and packstones facies (mfG3, mfH2, mfI2), to mud-dominated facies (mfG1, mfG2), pointing to a decrease in hydrodynamism. The MsS IV is Late Valanginian in age and corresponds to correlative levels dated as a part of *N. peregrinus* Zone of sections located in the Vocontian Basin.

Medium-scale sequence V (MsS V)

MsS V records a change in benthic foraminifer associations (*Neotrocholina* sp*., Trocholina* sp*., Scythiolina cuneata, Orbitolina* sp*., and Eclusia moutyi*), and contains microbialite aggregates (*‘Tubiphytes like’, Bacinella*), rudists (Requienidae), corals and scarce algae (*Cayeuxia*). MsS V (12 m thick) is composed of one small-scale sequence (3-8 m thick) organized in three elementary sequences (3-8 m thick; Figs. 5 and 6). It is characterized by open lagoon environment under tidal conditions (FJ, FK). The top of this sequence is bounded by an important discontinuity (SB V). The MsS V is Late Valanginian in age and is correlative of levels correlated with a part of the *N. peregrinus* Zone of sections located in the Vocontian Basin.

Medium-scale sequence VI (MsS VI)

MsS VI is characterised by an important community replacement marked by a coral diversification, the devopment of *Cayeuxia*, and a renewal of benthic foraminifer assemblages (*Quinqueloculina istri, Scythiolina tenuis* and *Arenobolumina* sp.). MsS VI (28 m thick) is subdivided in three small-scale sequences (8-10 m thick) and six elementary sequences (3 to 7 m thick; Figs. 5 and 6). The deepening-upward trend evolves from open lagoon tidal environments (FK) to shoals (FM).

The shallowing-upward trend is indicated by a return to open lagoon conditions and successive emersion surfaces, traducing a decrease in accommodation rates. MsS VI is bounded by an important emersion and erosive surface (SB VI), associated with percolations infilled by micritic silts. MsS VI is dated to the Latest Valanginian or, possibly, to the Early Hauterivian.

Medium-scale sequence VII (MsS VII)

MsS VII is characterized by a renewal of benthic foraminifer assemblages (*Eclusia decastroi, Pfenderina globosa, Daxia* sp*. Haplophragmoides* sp*.)*, microbialites (represented by *'Tubiphytes like', Bacinella* and microbial mats), and rudists (Requienidae). MsS VII (25 m thick) is subdivided in two small-scale sequences (10 to 15 m thick) and six elementary sequences (3-7m thick; Figs. 5 and 6). The deepening-upward trend (2m thick) marks a transition from supratidal microbial environments (FB) to open lagoon environments dominated by storm-induced processes (FH and FI). The end of this trend corresponds to an increase in biotic diversity marked by the presence of abundant corals, *Cayeuxia*, and benthic foraminifera. The subsequent shallowing-upward trend corresponds to restricted lagoon environments of moderate-energy (FF and FG), and is characterised by numerous emersion surfaces with karstifications. The top of this sequence is not observable in the field. MsS VII is probably Early Hauterivian in age.

6.3 Discontinuities

Three relevant stratigraphic discontinuities (*sensu* Heim, 1934) are distinguished: (1) subaerial exposure surface locally karstified (SB VI), (2) hardgrounds displaying an intense burrowing and boring (SB I, SB II, SB III), (3) and erosive surfaces (SB IV, SB V).

6.3.1 ***Emersion surface locally karstified***

SB VI surface overlays back-shoal facies (FL) and is overlaid by supratidal facies (FB). Underlying deposits are affected by intense dissolution and cementation over 1m depth. Grainstone deposits show moldic dissolution, scarce sharp-cutted grains, geopetal infillings with microcrystalline silts in moldic cavities and in residual porosity between grains, local diffuse ferruginous mineralization in silts and irregular fissures infilled by overlying sediments. The fissures exhibit a sharp wall contacts. The geopetal structures and residual porosity between grains are infilled by microcrystalline silts of vadose origin (Tucker and Wright, 1990).

Association of numerous moldic cavities and sharp-cutted grain argue for calcite dissolution by under-saturated meteoric water percolating in marine sediments (Tucker and Wright, 1990). In addition, this percolation would cause the silt infill and ferruginisation (Hillgärtner, 1998). The irregular fissures cross cutting the host sediment and their infilled by vadose sediments are related to emersion.

6.3.2 ***Hardgrounds (SB I, SB II, SB III)***

SB I, extended over the whole Provence Platform (Virgone, 1997) and SB II present a flat morphology. SB I separates supratidal environments from restricted lagoon environments and SB II is observed within restricted lagoon conditions. SB III separates an open lagoon environment from a restricted lagoon. The surfaces are bored by *Trypanites* (SB I, SB II, SB III) and cross-cut by fractures, attesting the lithification of the underlying sediment (Pl. 2, H). The *Bacinella* observed just below the surface SBII are perforated by bivalves and the complex borings and crusts are subsequently further encrusted by a second generation of *Bacinella*. Goetite mineralisations and microcrystalline (5 µm) non-stoichiometric euhedral dolomite rhombs are observed below the surface SBI within the residual pores (Pl. 2, H). SBI records a biostratigraphic hiatus spanning from the top of the Late Berriasian to the Early Valanginian.

The borings, the fractures and the biotic crusts observed on these surfaces indicate an early lithification of the sediment and suggest a decrease in the sedimentation rate (Ekdale, 1985). The dolomitization associated with boring can be considered as due to supratidal conditions (Butler, 1969; Ambers and Petzold, 1996). Ferruginisation and dolomitization associated to SBI traduced very shallow water conditions with meteoric water percolation (Butler, 1969; Ambers and Petzold, 1996).

6.3.3 ***Erosive surfaces (SB V, SB VI)***

These surfaces correspond to the major surfaces SB V and SB VI and are also observed in almost all small-scale sequences. These surfaces show either sharp planar contact (SB V) or scour erosive morphology (SB VI). SB V coincides with a major surface traced all over the Provence Platform and is interpreted as a drowning surface by Masse and Lesbros (1987)**.** It overlays open lagoon environments (FJ, FK) and is overlain by tidal flat (FC). Moreover, it is associated with a renewal of biotic assemblages characterized by a diversification of corals, the appearance of *Cayeuxia* and the abundance of rudists.

The SB VI is irregular and presents a basal scour geometry eroding the semi-lithified underlying sediments. Petrographic features below the surface show local sub-aerial exposure influence. The association of erosion with emersion markers indicates that two different surfaces are stacked and can be considered as diachronous (Hillgärtner, 1998).

7 Evolution of the carbonate producers

Five main biotic assemblages have been recognized (Figs. 5 and 6); they are composed of: (1) sponges, gastropods, ostracodes, green algae, benthic foraminifera and *'Tubiphytes-like'* aggregates*,* (2) *Tubiphytes*, (3) microbialites and benthic foraminifera, (4) rudists, *Bacinella*, benthic foraminifera,

(5) coral, *Cayeuxia*, rudists, microbialites and benthic foraminifera. These five assemblages will be discussed in terms of their bathymetry, hydrodynamism and trophic level.

7.1 Assemblage 1: sponges, gastropods, ostracodes, green algae, benthic foraminifera and '*Tubiphytes-like*' aggregates

This association is observed over the first 65 m of the section and corresponds to MsS I, MsS II, and MsS III. Sponges are observed mainly as siliceous spicules, or rarely complete, although rarely, when encrusted by *Tubiphytes*. Green algae are represented by scarce *Salpingoporella annulata* and *Cylindroporella* sp. The foraminifera consist of miliolid and involutinid (genus *Andersenolina*). In this study, the biotic assemblages associated with *Tubiphytes* (green algae, gastropods, and foraminifera) indicate inner platform environments, according to Masse (1976). The occurrence of green algae may help to precise the palaeoenvionment, as they inhabit light-rich zone of warm and shallow water (subtidal domain) (Pérès, 1961; Brasier, 1975; Valet, 1969).

7.2 Assemblage 2: *Tubiphytes*

This association is observed between 65 m and 68 m and corresponds to the lowermost part of MsS IV. *Tubiphytes*, ranging from the Early Carboniferous to mid-Cretaceous is interpreted as (1) a nubeculariid foraminifera with endosymbiotic algae (Flügel, 1981; Schmid, 1996), (2) a possible poriferan with a microbial consortium (Riding and Guo, 1992), or (3) microbialites (Vennin *et al.*, 1997).

The palaeoenvironmental preferences of *Tubiphytes* range from shallow-water to deep-water domains (Jansa, 1982; Pomoni-Papaioannou *et al.*, 1989; Vennin *et al.*, 1997; Daoud *et al.*, 2004) although it is commonly observed in lagoon environments, encrusting foraminifera (Pomoni-Papaioannou *et al.*, 1989; Daoud *et al.*, 2004). *Tubiphytes* is also known in shallow shelves, associated with coral bioconstructions, acting as an encruster (Vennin *et al.*, 1997; Olivier *et al.*, 2008). *Tubiphytes* is also observed encrusting deep sponges in bioherms (Jansa, 1982; Schmid and Leinfelder, 1996; Olivier *et al.*, 2004).

The occurrence of the components of the Assemblage 1 associated with *Tubiphytes* indicates shallow water lagoon environments (Masse, 1976; Masse and Termier, 1992; Daoud *et al.*, 2004). In addition, *Tubiphytes* is characteristic of light-poor conditions if associated with peloids and micrite (Olivier *et al.*, 2004) and may reflect temperate environments according to Jansa (1982). Their abundance in the Assemblage 2 would thus traduce environmental changes (among them, nutrients and temperature sea water).

7.3 Assemblage 3: microbialites and orbitolinids

This association is mainly observed in MsS IV and is composed of leiolitic '*Tubiphytes like*' aggregates and *Bacinella-Lithocodium*. *Bacinella irregularis* is considered as calcified cyanobacteria (Camoin and Maurin, 1988; Nose, 1995; Schmid, 1996; Dupraz and Strasser, 1999), wheras *Lithocodium aggregatum* is supposed to be a symbiotic consortium with photosynthetic algae (Schmid, 1996), or with foraminifera (Wernli and Fookes, 1992; Schmid and Leinfelder, 1996; Dupraz and Strasser, 1999). The main benthic foraminifera in Assemblage 3 are dictyoconidae and orbitolinidae, which present a larger size (around 500 µm) than the foraminifera observed in Assemblage 1. The association of orbitolinids (genus *Orbitolina* and *Dictyoconus*) and *Bacinella-Lithocodium* indicates open-marine conditions (Masse and Termier, 1992; Van Buchem *et al.*, 2002). More precisely, *Bacinella-Lithocodium* have been interpreted as builders in subtidal setting (Pittet *et al.*, 2002; van Buchem *et al.*, 2002; Rameil *et al.*, 2010). The high microbial content (reaching 50 to 70% of total sediment volume) suggests peculiar ecological conditions: high nutrient inputs generally favour microbial development (Leinfelder, 1992; Leinfelder *et al.*, 1993; Mutti and Hallock, 2003). However, *Bacinella-Lithocodium* assemblages indicative of light availability (Schmid, 1996; Dupraz and Strasser, 1999) is observed in mesotrophic/eutrophic conditions on Oman platform (Immenhauser *et al.*, 2005; Rameil *et al.,* 2010; Huck *et al.*, 2010) or in oligotrophic environments on the Upper Jurassic of the Swiss Jura platform (Dupraz and Strasser, 2002; Olivier *et al.*, 2004; Vedrine *et al.*, 2007). Abundance of orbitolinids would support high trophic level as driving factor of the fast-growing organisms (Birkeland, 1988; Vilas *et al.*, 1995). Moreover, orbitolinids are often associated with opening of the environment triggered by transgressive conditions (Arnaud-Vanneau, 1980; Masse, 1992).

7.4 Assemblage 4: rudists, *Bacinella,* benthic foraminifera

This fourth assemblage is observed in MsS V, in the lower part of MsS VI, and in MsS VII. The benthic foraminifera assemblage is composed of miliolidae and textulariidae, and presents a reduced diversity. Rudists (Requienidae, Monopleuridae) are 1 to 3 cm large and characterised by thick shells (5 mm to 1 cm). They are observed reworked in storm-induced deposits (FH2), or *in situ* as clusters in moderate- to high-energy tidal environments (FJ, FK). Rudists and *Bacinella* indicate shallow-water environments (Masse and Termier, 1992; Van Buchem *et al*., 2002). Rudists are suspension-feeders and independent of salinity or temperature fluctuations (Masse, 1976; Scott, 1995). They characterize oligotrophic to mesotrophic conditions (Mutti and Hallock, 2003; Rameil *et al*., 2010). More precisely, rudists, when observed in moderate to high-energy environments, mark oligotrophic conditions (Pittet *et al.,* 2002). Storm wave structures occur in these shallow-water environments, implying well-oxygenated waters and an efficient remineralization of organic matter into macro-

nutrients. These nutrients may have been essentially used by *Bacinella-Lithocodium*, leading to oligotrophic conditions favourable to rudist development (Pittet *et al.,* 2002). Under oligotrophic conditions, *Bacinella* and *Lithocodium* are present but rare (Mutti and Hallock, 2003; Rameil et al., 2010). When abundant, *Bacinella* and *Lithocodium* traduce a return to mesotrophic conditions. Assemblage 4 is thus considered as transitional between oligotrophic to mesotrophic condition (Figs. 5, 6 and 8).

7.5 Assemblage 5: coral*, Cayeuxia*, rudists, microbialites and benthic foraminifera

This assemblage corresponds to the upper part of MsS V and MsS VI. It is composed of colonial corals (scleractinians), *Cayeuxia*, rudists (5 mm to 1 cm thick), rare *Bacinella-Lithocodium* and '*Tubiphytes like'* microbialitic assemblages, and benthic foraminifera. *Cayeuxia*, ranging from the Trias to the Cretaceous, is considered as cyanobacteria or microbial organism indicating shallow-water subtidal environments (around 30 m when it is observed *in situ*) (Masse, 1976; Flügel, 1983; Malchus and Kuss, 1988; Masse, 1992; Flügel, 2004). The benthic foraminifera are represented by miliolidae and textulariidae (100-125 µm in size). The colonial corals observed at Ollioules are organised in centimetric to pluricentimetric patches embedded in a micritic matrix, or as fragments reworked by storm-induced processes. Masse *et al.* (2009) described coral bioherms at the transition between the inner, rudist-dominated platform and the outer platform between the end of the Late Valanginian and the Early Hauterivian (Marseille area). According to these authors, such corals may have had a zooxanthellae symbiosis. If so, they may indicate oligotrophic conditions in the Provence Platform area during the Latest Valanginian-Early Hauterivian interval. The well-diversified rudist communities and the presence of corals indicate therefore oligotrophic conditions (Pittet *et al.*, 2002; Masse *et al.*, 2009).

8. Phosphore analysis

Total Phosphorus contents (P_{tot}) have been measured in bulk rock in order to estimate the variations of phosphorus burial rate. P_{tot} measured in the Ollioules carbonates ranges between 7 and 85 ppm (Fig. 8). Phosphorus concentration globally decreases from values around 30 ppm at the base of the section to minimum values around 10 ppm at 60 m. Above this level, Phosphorus concentrations remain stable around 10 ppm up to 107 m, then increase, with fluctuations, to values around 20 ppm at the top of the section. Three peaks in P_{tot} are observed, reaching values from 60 to 85 ppm, at 12 m, at 114 m and at 142 m.

Absolute durations required for sedimentation rate calculation involved in PAR calculation are derived from the Ogg *et al.* geological time scale (2008). Because of the non deposition hiatus in

the SBI and SBV, estimation of durations is not reliable between SB I and SB II and between SB IV and SB V. Therefore, P-accumulation rates are probably underestimated in these intervals.

The Total P-Accumulation Rates (PAR) in the Ollioules area during the Upper Valanginian ranges between 0.1 and 2.35 mg P/cm^2/kyr on average. During the late Early Valanginian (top of *B. campylotoxus* Zone) to the earliest Late Valanginian (time equivalent of middle of the *S. verrucosum* Zone), PAR values remain stable around 0.1 mg P/cm^2/kyr. From there, PAR values increase up to around 1.25 mg P/cm^2/kyr at the equivalent of the top of *S. verrucosum* Zone. This maximum is defined by two peaks in PAR values, the second one being just around the *S. verrucosum*-*N. peregrinus* boundary. From this boundary upward, PAR values sharply decrease down to around 0.3 mg P/cm^2/kyr and subsequently remain stable during the first part of the *N. peregrinus* Zone. Its upper part presents markedly higher values, up to 1.15 P/cm^2/kyr on average.

Phosphorus accumulated on the Provence Platform presents values equivalent to or slightly higher than the phosphorus accumulated in the pelagic realm studied during Deep Sea Drilling Project (DSDP) and the Ocean Drilling Project (ODP) which range between 0.6 and 0.8 mgP/cm^2/kyr during the Valanginian (Föllmi, 1995; Föllmi *et al.*, 2006). Phosphorus supply to the marine system is mainly controlled by continental runoff (Föllmi, 1995; Delaney, 1998; Compton *et al.*, 2000). Therefore, platform sediments should be enriched in Phosphorus when compared to pelagic sediments. Previous studies on sections from the Vocontian Basin show that Tethyan outer-shelves typically record PAR values ranging from 0,5 to 5 mg P/cm^2/kyr during the Valanginian (Duchamp-Alphonse, 2006) (Fig. 10). The markedly lower values recorded in the Ollioules platform may be explained by its isolation from the continent, far away from river inputs.

9. Discussion

9.1 Improvement of the biostratigraphy and chemostratigraphy of the Ollioules section

New data from this study, in agreement with previous biostratigraphic works (Virgone, 1997), attest for a Berriasian age for the 'Calcaires Blancs Inférieurs' Fm. (MsS I), from the base of the section up to 13 m. A hiatus corresponding to SBI extends from the Late Berriasian to the Early Valanginian. Then between 29 m and 110 m (SB IV), a Valanginian age is identified based on the occurrence of *Montsalevia salevensis* and *Pfenderina neocomiensis*, respectively.

On the basis of new foraminifer biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy, the positive excursion recorded at Ollioules at the base of the Late Valanginian is correlative of similar records of Tethyan, Pacific and Atlantic sites and corresponds to the oceanic Weissert event (Cotillon and Rio, 1984; Lini *et al.*, 1992; Hennig *et al.,* 1999; Adatte *et al.*, 2001; Erba *et al.*, 2004). Therefore, MsS II is correlative to the upper part of *B. campylotoxus* Zone recorded in the Vocontian Basin and the MsS III correlative to the *S. verrucosum* Zone levels (Fig. 10). On the other hand, the MsS IV can be

attributed to the upper *S. verrucosum*-Lower *N. peregrinus* interval characterized by a $\delta^{13}C$ curve plateau (La Charce; Hennig *et al.,* 1999; Reboulet *et al.,* 2003; Gréselle *et al.*, 2011).

However, a fine correlation with other Tethyan $\delta^{13}C$ curves is not possible, partly due to the occurrence at Ollioules of hiatuses associated with hardgrounds, subaerial exposures, or erosions. In particular, sequence boundaries associated with emersions and hiatuses (SB V and SB VI) coincide with pronounced negative shifts of $\delta^{13}C$ values. Conversely, when sequence boundaries correspond to hardgrounds (SB II, SB III), $\delta^{13}C$ values remain steady. This feature is probably due to low sedimentation rates associated with hardgrounds that formed under marine conditions.

Despite the existence of these discontinuities, both biostratigraphy and chemostratigraphy point to the preservation in the Ollioules section of a large part of the Late Valanginian. This record is peculiar with respect to other northern Tethyan platforms, in which the Late Valanginian is missing or very lacunous, represented by mixed carbonate-terrigeneous sediments (Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2007; Gréselle, 2007). The absence of the upper Late Valanginian deposits in these platforms has been explained either by high amplitude relative sea-level falls in a long-lasting lowstand phase (Gréselle and Pittet, 2010) or as a drowning event (Masse, 1976; Masse, 1993; Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.,* 2007). The sea-level fall interpretation has been proposed based on progradation of the chilean boreal platform (Nikolov *et al.,* 1998, Marshik and Fontboté, 2001; Minkovska *et al.*, 2002) and successive subaerial exposures as observed in Jura platform (Gréselle and Pittet, 2010) and in canadian Wrangelia terrane (Haggart, 1996) during the Late Valanginian. The drowning event interpretation is based on the presence of widespread condensed phosphatic levels capping the Early Valanginian inner platform limestones in the Helvetic shelves (Masse, 1976; Masse, 1993; Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2007) the occurrence of the distal Morgiou platform in Marseille (Masse *et al.*, 2009) and the preservation of marly interval in more distal environments during the Late Valanginian (Gréselle, 2007).

9.2 Change in the accommodation space in the Valanginian-Hauterivian geodynamical context

In Ollioules, the depositional environments evolved from tidal flat to shoal systems, indicating a long-term accommodation space increase from the Early to Late Valanginian. This increase in local accommodation is underlined by the aggradation of 70 m of thick tidal flat and lagoonal facies (MsS III and MsS IV). This long-term cycle is punctuated by several high-amplitude sea-level variations evidenced by the 6 depositional sequences identified at Ollioules. These sequences have been correlated with those defined at Carajuan, located on the margin of the Provence Platform (Fig. 9); Gréselle and Pittet, 2010). Each correlated sequence along a transect

from Ollioules to Carajuan and extended to Vergol and La Charce section (Vocontian Basin) ended by a high-amplitude sea-level fall, suggesting a glacio-eustatic control. The presence of a large hiatus from the upper part of the *N. peregrinus* Zone to the lower part of the *C. furcillata* Zone at Carajuan (Reboulet, 1996) along with the absence of ammonites corresponding to these zones suggests a lea-level drop. Ammonites from the *C. furcillata* Subzone overlain this surface, traducing an important flooding at the beginning of V11 (Gréselle and Pittet, 2010). The high-amplitude sea-level falls recorded at Ollioules may have weakened the platform growth. The long-term transgressive trend is in agreement with the large transgression described from the Late Berriasian to the Early Hauterivian by Hardenbol *et al.* (1998). The Ollioules section records a maximum flooding at the beginning of MsS VI that corresponds to condensed surfaces observed in Carajuan at the base of V11 (Gréselle and Pittet, 2010) and to part of the condenses sections observed in the Helvetic Platform (Föllmi *et al.*, 2006). The transgressive trend recorded in Ollioules would therefore support at a long-term scale the drowning hypothesis as the cause for the platform demise observed in other northern Tethyan platforms (Fig. 10). The demise is not observed in the Apulia and Prebetic platforms, on the southern margin of the Tethys (Föllmi, 1995; Vilas *et al.*, 2003). The presence of Upper Valanginian carbonate deposits on these platforms has been explained by subsidence variations in relation with tectonic activities (Vilas *et al.*, 2003; Castro *et al*., 2008). More specifically, Weissert *et al.* (1998) and Föllmi *et al.* (2007) explain the remarkable preservation of sediments from the Apulian Platform by reduced river inputs, resulting in a “clean platform environment”. Similarly, the Ollioules Platform is devoid of clastic sediments because of its isolated position far from the terrigeneous source areas (Virgone, 1997). This remotness is further confirmed by low P-accumulation rates measured in Ollioules.

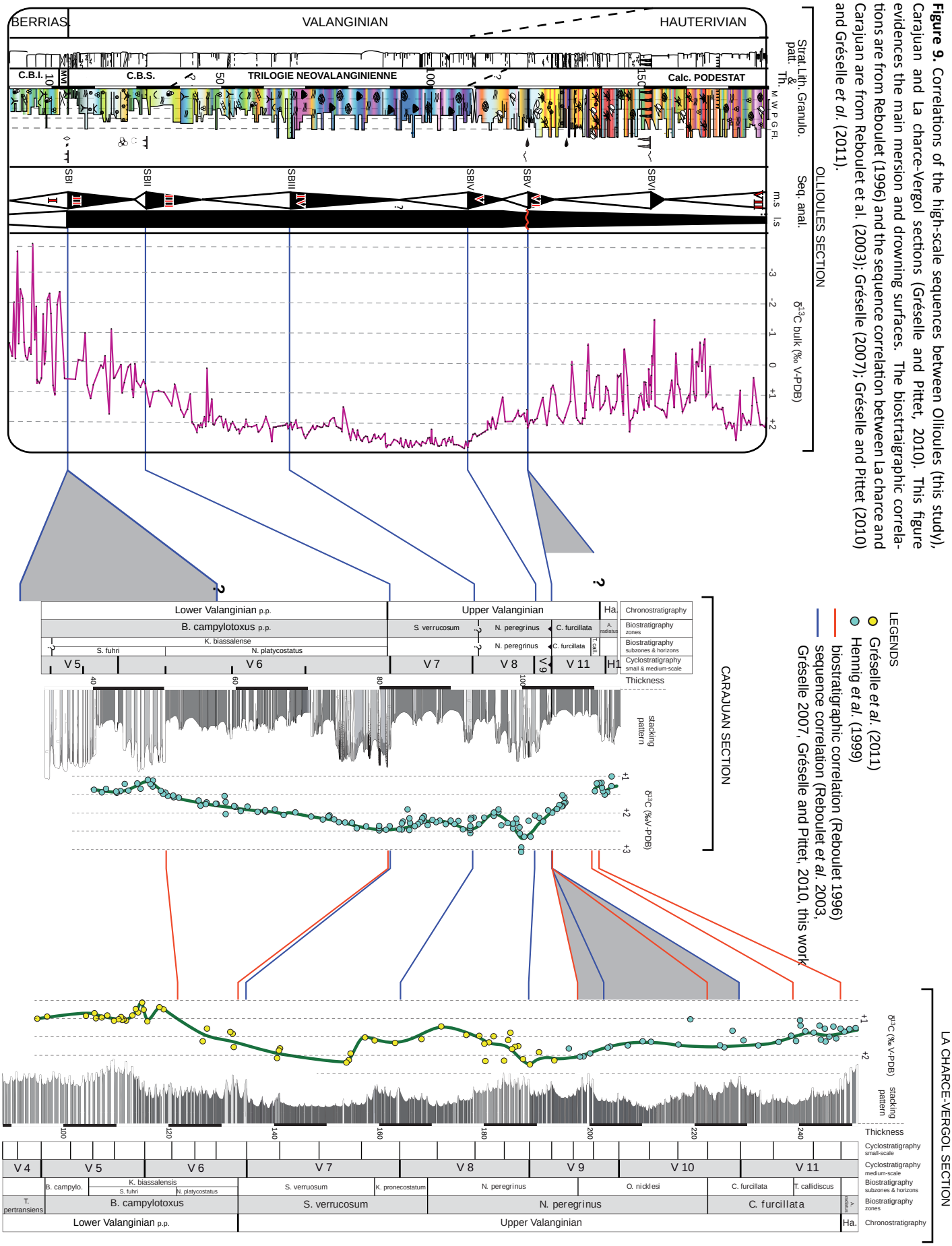


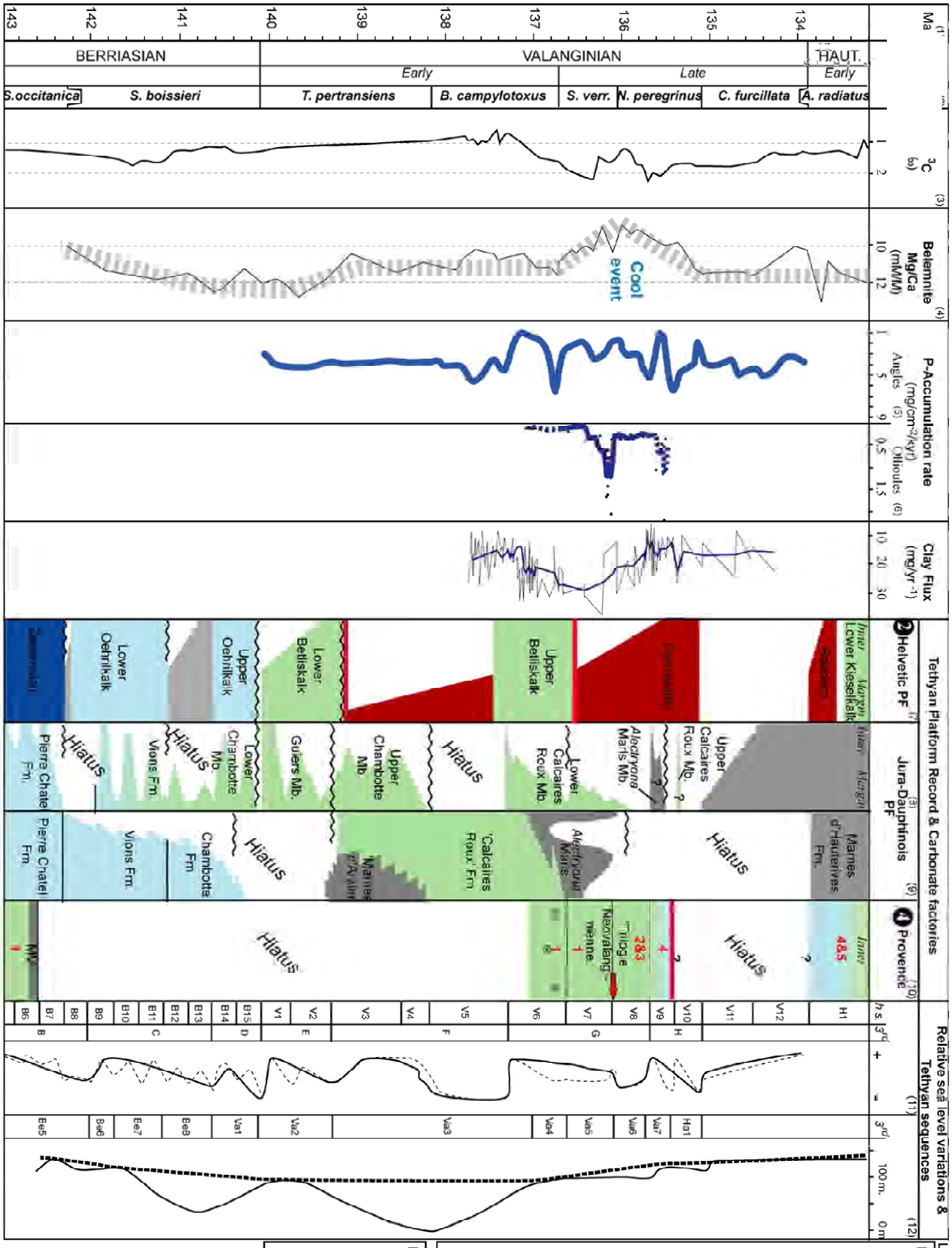
Figure 9. Correlations of the high-scale sequences between Ollioules (this study), Carajuan and La charce-Vergol sections (Gréselle and Pittet, 2010). This figure evidences the main mersion and drowning surfaces. The biostratigraphic correlations are from Reboulet (1996) and the sequence correlation between La charce and Carajuan are from Reboulet et al. (2003); Gréselle (2007); Gréselle and Pittet (2010) and Gréselle *et al.* (2011).

Moreover, the platform demise recorded in the Helvetic domain coincides with a climax rift phase in the Central Atlantic, resulting in high subsidence rates (Weissert *et al.,* 1998). The concomitance of high subsidence and long-term increase in sea-level may therefore have contributed to the demise of the Helvetic carbonate platform (Weissert *et al.,* 1998).

9.3 Control factors on the evolution of the Early Cretaceous Provence carbonate platform: low strain normal faulting and short-term climatic variation

The Early Cretaceous carbonate succession of the Ollioules section took place within the general framework of the aborted Provence Platform rift (3 in Figs. 1.B and 2) and thus was consequently coeval with the development of low-strain post-rift normal faulting. Bosence *et al.* (1998) and Lachkar *et al.* (2009) demonstrated how tectonic displacement of fault blocks can control accommodation space and the critical interplay between this place and the location of shallow-water carbonate productivity. According to Lachkar *et al.* (2009), low-strain normal faulting, associated low fault slip and hanging-wall subsidence rates are offset by the carbonate sedimentation rate. In the Provence Platform (i.e. aborted rift), this process was responsible for the onset of a wide, shallow-water carbonate platform, which was therefore controlled by climatic changes (Fig. 2). If the geodynamical context at Ollioules corresponds to a relative low sudsiding area during the Valanginian, the carbonate keep up implies a relative long-term sea-level increase. The recorded pattern allows us to identify for the first time in the northern Tethyan area some major changes in carbonate producers in relation with significant climatic and environmental changes.

Figure 10 (next page): Palaeoenvironmental evolution and Tethyan platform growth from the Berriasian to the Early Hauterivian (absolute ages (1) after Ogg *et al.*, 2008, chronostratigraphy and ammonite zones (2) after Reboulet *et al.*, 2009). $\delta^{13}C$ curve (3) is a composite curve from Vocontian Basin sections (Renard and Emmanuel, 1993; Hennig *et al.*, 1999; Gréselle, 2007), belemnite Mg/Ca (4) are inferred from the Vocontian Basin (La Charce section, McArthur *et al.*, 2007), the two PAR curves ((5) and (6)) are from Duchamp-Alphonse (2006) and this work, respectively. Changes in carbonate factories inferred from the Tethyan Platform records for the Helvetic domain (7), Jura-Dauphinois (8 and 9), and Provence (10) are from Föllmi *et al.* (2007); Gréselle and Pittet (2010), Baumberger (1903), Steinhauser et Charollais (1971) Charollais *et al.* (1992); this study, respectively. Relative sea-level variations (11) and Tethyan sequences (12) refer to the works of Gréselle and Pittet (2010) and Hardenbol *et al.* (1998), respectively. B to H and Be5 to Ha1 correspond to third-order sequences according to Gréselle and Pittet (2010) and Hardenbol *et al.* (1998), respectively. h.s. = High scale; Fm. = Formation; Mb. = Member; PF = platform, MVI = 'Marnes Vertes Infracrétacées'.


Ma
BERRIASIAN
VALANGINIAN
HAUT.
Early
Late
Early
S.occitanica
S. boissieri
T. pertransiens
B. campylotoxus
S. verr.
N. peregrinus
C. furcillata
A. radiatus
Belemnite Mg/Ca (mM/M)
Cool event
P-Accumulation rate (mg/cm-2/kyr)
Clay Flux (mg/yr-1)
Tethyan Platform Record & Carbonate factories
Helvetic PF
Jura-Dauphinois PF
Provence
Lower Kieselkalk
Upper Betliskalk
Lower Betliskalk
Upper Oehrlikalk
Lower Oehrlikalk
Calcaires Roux Mb.
Upper Chambotte Mb.
Lower Chambotte Mb.
Guiers Mb.
Vions Fm.
Pierre Chatel Fm.
Marnes d'Hauterives Fm.
Calcaires Roux Fm.
Trilogie Urgonienne
Hiatus
Relative sea level variations & Tethyan sequences
Legend
Platform record
Ooids
Drowning unconformities
Biotic turnovers
Erosion surfaces
Phosphated and condensed levels
Heterozoan communities
Photozoan communities
Pelagic carbonates
Marls
Hiatus
Poorly constrained ages
Eustatism
2nd order variations
3rd order variations
high scale variations

9.4 Changes in biotic community related to climate and trophic levels

Three intervals characterized by different ecosystems have been identified within the Ollioules section, bounded by two major biotic community changes. The first community change, observed at SB III, is indicated by a change from assemblage 1 (dominated by sponges, algae, and gastropods) to assemblages 2 and 3 (dominated by microbialites and orbitolinids). The latter coincides with SB IV, followed upwards by assemblages 4 and 5 that are composed of rudists and corals-*Cayeuxia*, respectively. These two major community changes coincide with major climatic and environmental variations, as indicated by Mg/Ca values and P contents evolution. The second one also corresponds to relative sea-level changes.

9.4.1 Interval 1

The first interval, Berriasian to early Late Valanginian in age (MsS I, II and III) is mainly characterised by a biotic assemblage 1 composed of sponges, gastropods, ostracodes, rare green algae and *Tubiphytes* likes (Figs. 5, 6 and 8). Biochemically-induced precipitation processes become dominant from SB I to SB II, as marked by the occurrence of ooids although foraminifera, *Tubiphytes*, and bivalves are scarce (Figs. 5, 6 and 8). High Mg/Ca values (McArthur *et al.*, 2007) indicate that warm marine conditions prevailed within the western Tethys during this interval (MsS II). The presence of ooids in Ollioules is consistent with warm marine conditions. The low PAR values recorded during MsS II may have favored the development of large-organism assemblages, thereby resulting in a dominance of chemically-induced precipitation.

The mid Berriasian to mid Valanginian period is marked by an intensive continental weathering as suggested by an increase of global PAR (Föllmi, 1995) and by the occurrence of mixed terrigenous and carbonate deposits in the Jura and Helvetic platforms (Föllmi *et al.*, 2007; Gréselle, 2007). The lack of terrigenous inputs in Ollioules underlines the isolated character of this platform, as well as the PAR values that are markedly lower than those recorded closer to the continental sources (Fig. 10). The mid-Valanginian cooling interval evidenced by a decrease in belemnite Mg/Ca from the Early-Late Valanginian boundary to middle of the Late Valanginian is concomitant with the onset of a heterozoan community (assemblage 1) and with an increase of PAR between MFS III and SB III. The top of SB III corresponding to a harground surface that coincides with the coolest conditions does not present any major changes in accommodation rates and carbone isotopic compositions.

A global origin for the cooling has been suggested, mainly based on the occurrence of glendonites at high latitudes (Price, 1999; Price and Nunn, 2010) and on the high amplitude variations in relative sea-level recorded at Carajuan and La Charce (Gréselle and Pittet, 2010). The cooling interval coincides with an increase in nutrients inputs evidenced by a clay flux increase in the western Tethys (Gréselle *et al.*, 2011; Fig.8). Thereafter, the evolution of PAR toward lower values at

Ollioules after the coolest conditions, associated with a decrease in WI and clay flux in the Vocontian Basin (Duchamp-Alphonse, 2006; Gréselle *et al.*, 2011, respectively), imply the establishement at Ollioules of drier conditions. In addition, a gradient of terrigeneous inputs is observed from the Vocontian Basin to the Provence Platform, as La Charce and Angles sections present thick argileous successions, Carajuan, located on the Provence Platform margin, presents only slight argileous sedimentation, and Ollioules is devoid of clastic influence.

Alternatively, the decrease in marine temperature recorded in the western Tethys could have been linked to the development of upwellings (Van de Schootbrugge *et al.*, 2003) coinciding with a transgression, supported by the relative sea-level curve of Hardenbol *et al.* (1998). This would be in agreement with the new Tex 86 data from different areas in the northern Atlantic and southern hemisphere (Littler *et al.*, 2011) that do not present any significant variation during the Valanginian. Inputs of cooler, nutrient-rich deep waters into the surface waters could also provide an explanation for PAR increase in the Ollioules section that was located away from continental inputs.

9.4.2 Interval 2

The base of the second palaeoecological interval defined on the basis of palaeoecological interpretations, observed into MsS IV, belongs to the Late Valanginian (equivalent to the uppermost part of *S. verrucosum* Zone). This interval is bounded by a change in biotic assemblage composition marked by the disappearance of assemblage 1, which is replaced by an assemblage 2 rich in *Tubiphytes.* This Late Valanginian interval is only recorded in the outer part of the Provence Platform in the Marseille region (Masse *et al.*, 2009) and in Ollioules areas, the latter corresponding to the inner domain of the Provence Platform (this study). At that time, P accumulations only occur on the Helvetic shelf as condensed levels (Weissert *et al.,* 1998; Föllmi *et al.*, 2007). This interval shows two biotic characteristic assemblages: *Tubiphytes*-rich (assemblage 2) and *Bacinella* and orbitolinids (assemblage 3), respectively. A gradual increase of *Bacinella* is observed towards the top of MsS IV. This interval corresponds to the long-term Late Valanginian transgression (Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2007).

The base of the interval is marked by abundant *Tubiphytes* capping SB III corresponding to a local and limited positive excursion in PAR values (Fig. 8). It corresponds to the maximum of the cooling recorded by low belemnite Mg/Ca values (McArthur *et al.*, 2007) (Figs. 8 and 9). The important development of *Tubiphytes* during the coolest conditions is coherent with their palaeoecological affinities, considering their large development in deep and therefore cool environments (Jansa, 1982; Riding and Barkham, 1999). The local increase in PAR may be explained by a flooding reworking the top of MsS III. During MsS IV, the transition toward the *Bacinella*- and orbitolinid-rich (assemblage 3), coincides with a decrease in PAR (Fig. 8). The decrease in nutrient

concentration may have been accelerated by an efficient consumption by photosymbionts likely associated to *Bacinella* and orbitolinids (Hottinger, 1982; Pittet *et al.*, 2002; Embry *et al.,* 2010), and efficient P recycling due to an evolution toward open-lagoon conditions, in addition to the transition toward a drier climate as suggested by change in clay assemblages (Duchamp-Alphonse *et al.*, 2011). Low nutrient conditions and warmer oceanic temperatures may have triggered *Bacinella/Lithocodium* development to the profit of *Tubiphytes*, which supports palaeoecological interpretations about Jurassic microbial consortium (Dupraz and Strasser, 1999).

9.4.3 Interval 3

This interval, from the latest Valanginian up to the Early Hauterivian, records a major change in the biotic assemblage and a renewal of foraminifer assemblages. It is characterized by two main successive assemblages, made of rudists, *Bacinella*, benthic foraminifera (assemblage 4) and corals, *Cayeuxia*, *Bacinella* and rudists (assemblage 5). This assemblage change took place during a long-term transgression (Hardenbol *et al.*, 1998). The high nutrient values observed in Ollioules, that mirror the trend defined by Duchamp-Alphonse (2006) in the Vocontian basin, may traduce mesotrophic conditions and coincides with a tidal-dominated lagoonal domain recording fluctuations between open marine and lagoonal conditions. In addition, change in clay assemblages indicates a transition toward a more humid climate as suggested by Duchamp-Alphonse *et al.* (2011). On the other hand, the development of corals and rudists indicates oligotrophic conditions. The latter may have been favoured either by the isolation of the platform with respect to continent-derived nutrients, or induced by a nutrients decrease due to the consummation by photosymbionts likely associated with foraminifera. This interval records warmer temperatures (McArthur *et al.*, 2007) that would have favoured aragonitic precipitation as indicated by the abundance of aragonitic skeletal rudists and corals (Hallock, 1996). An assemblage characterised by corals and rudists is also observed in the Marseille area, within the Morgiou and Podestat limestones (Masse *et al.*, 2009). In this area, the Morgiou limestones are attributed to the Late Valanginian by the presence of ammonites indicative of the *S. verrucosum* Zone in underlying beds and the *Himantoceras trinodosum* and *Technites callidiscus* Zones in overlying deposits (Bulot and Thieuloy, 1994). Therefore, the age of the Morgiou limestones ranges from the end of *N. peregrinus* to *C. furcillata* Zones (Reboulet *et al.*, 2009). The Podestat limestones just underlay the early Hauterivian *Pachytraga tubiconcha* layers and are considered as Early Hauterivian in age (Masse *et al.*, 2009). The assemblages observed into the Podestat limestones are composed of corals, stromatoporoids, chaetetids, and foraminifera (*Trocholina molesta* and *Meandrospira favrei*). Assemblages 4 and 5 in Ollioules are similar to those of the Marseille area as indicated by the co-occurrence of *Trocholina molesta* (foraminifer), chaetetids, rudists and corals that synchronously occurred with a renewal of benthic foraminifer

assemblages. Therefore, these limestones can be considered as a facies-equivalent but significantly older, since there are occurring 70 meters below the *Pachytraga tubiconcha* layers at Ollioules. These sediments may correspond to Late Valanginian (?) to lowermost Hauterivian.

9.5 Trophic model for the Valanginian Provence Platform

Evaluation of the trophic conditions which prevailed from Late Valanginian to Early Hauterivian significantly differs according to authors. Föllmi *et al.* (2007) considered that the northern carbonate platforms developed under mesotrophic conditions from the Berriasian/Valanginian boundary to the Early Hauterivian. In contrast, Masse *et al.* (2009) question this model because of the presence of Late Valanginian and Early Hauterivian scleractinian coral communities on Provence Platform. As proposed by Masse (2000) and Masse *et al.* (2009), the Lower Cretaceous carbonate platforms may have recorded a coeval deposition of heterozoan (driven by mesotrophic conditions) and photozoan (driven by oligotrophic conditions) in distinctive bathymetric domains of the platform. The preservation of coral communities in Late Valanginian and Early Hauterivian outer platforms domains of the Marseille area indicates a change of trophic conditions towards oligotrophy (Masse *et al.*, 2009). The microbialites- and orbitolinids-enriched MsS V defined at Ollioules, indicating variable mesotrophic to eutrophic conditions, can be correlated with the Morgiou limestones from the Marseille area, which are considered as oligotrophic by Masse *et al.* (2009).

Considering that the Podestat limestones of the Marseille area are equivalent to the reworked coral layers (MsS VI) observed at Ollioules, it appears that the Provence Platform was globally characterized by overall oligotrophic conditions, despite the presence of anomalic mesotrophic driven organisms (stromatoporid and *Marinella*) described by Masse *et al.* (2009). Alternatively, the occurrence of oligotrophic conditions in the Late Valanginian and the Early Hauterivian may be related to the isolation of the Provence Platform preventing detrital and nutrients inputs by opposition to the Helvetic realm and Jura Mountains where anomalous mesotrophic conditions prevailed as observed by Föllmi *et al.* (2007).

10. Conclusions

The biostratigraphic and chemostratigraphic data presented here demonstrate that a large part of the Late Valanginian is preserved at Ollioules, in northern Tethyan inner platform environments of the Provence domain. Considering the relative low subsidence in the inner Ollioules platform environment suggested by an aborted rift context away from the active stretching centre, the aggrading carbonate production would imply a long-term relative sea-level rise during the Valanginian, interrupted by several medium-scale sequences topped by important sea-level falls.

Short-term regressions superposed on a transgressive long-term trend may have contributed to weaken the platform growth. The major drowning event recorded during the later part of the *N. peregrinus* Zone argues for an acceleration of the transgression, and supports drowning events as the main cause of the Late Valanginian platform demise. The isolation of the platform favoured by geodynamical context is further enhanced by relative sea-level increase, reducing the influence of continental inputs.

Two major changes have been identified in the biotic communities. The first one occurs during the earliest Late Valanginian and is marked by the transition from heterozoan community composed of sponges, gastropods, ostracodes, green algae, benthic foraminifera and '*Tubiphytes-like'* aggregates to microbialite- and orbitolinid-rich community. The first development of *Tubiphytes* (assemblage 2) coincides with nutrient-rich waters and cooler sea-water temperatures. The following development of *Bacinella/Lithocodium* and orbitolinids (assemblage 3) to the profit of *Tubiphytes* may have been triggered by low nutrient conditions associated with more arid conditions. The second major biotic replacement took place during the latest Valanginian to earliest Hauterivian interval and is characterized by a change from mesotrophic to oligotrophic conditions indicated by the development of coral and rudist associations.

This sedimentary record allows us to identify for the first time in the northern Tethyan area the evolution of neritic producers with regard to the climate and environmental changes that characterize the Late Valanginian.

Aknowledgments: We would like to thank Jean-Pierre Masse to bring us in the field and his contructive discussions, Niels Andersen for the bulk-rock stable isotope analyses, Brahimsamba Bomou for his help and his advices during the bulk-rock Phosphorus analyses, Matthieu Gravito and Valentin Chesnel for their help on the field and their participation in this study, Hubert Arnaud, Karl Föllmi, Benjamin Gréselle, Alexis Godet and Aurélien Virgone for their discussions on the manuscript. This work was funded by a FABER project from the Région de Bourgogne and is a contribution to the UMR 5561-Biogéosciences.

References

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J. and Lopez-Oliva, J. G., 2001. Correlation of a Valanginian stable isotopic excursion in Northeastern Mexico with European Tethys. In: A. Bartolini, Buffler, R.T. and Cantu-Chapa, A. (Eds), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum system. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 371-388.

Ambers, C. and Petzold, D., 1996**.** Geochemical and petrologic evidence of the origin and diagenesis of a Late Mississippian, supratidal dolostone. Carbonates and Evaporites 11(1), 42-58.

Arnaud-Vanneau, A., 1980. Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Géologie Alpine Mémoire Hors Série (3 Vols.), 874 pp.

Arnaud-Vanneau, A. and Arnaud, H., 1990. Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern subalpine chains. In: M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg and J.F.

Read (Eds), Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution. International Association of Sedimentology, special publication 9, 203– 233.

Babinot, J.-F., Gervais, J., Masse, J.-P. and Tronchetti, G., 1971**.** Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la formation des 'Marnes Vertes Infracrétacées' de la Basse-Provence occidentale (Sud-Est de la France). Annales de l'Université de Provence des Sciences 46, 189-208.

Baumberger, E., 1903. Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura: 1. Teil Stratigraphische Einleitung. Abhandlungen schweizerischen paläontologie Gesellschaft, 30 pp.

Bernaus, J.M., Arnaud-Vanneau, A. and Caus, E., 2003. Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian-Early Aptian of the Organyà basin, Spanish Pyrenees. Sedimentary Geology 159(3-4), 177-201.

Birkeland, C., 1988**.** Second-order ecological effects of nutrient input into coral communities. Galaxea 7, 91–100.

Blanc, E., 1995. Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées du Berriasien et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien) : chronostratigraphie transferts des sédiments. PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble, 321 pp.

Boersma, J.R. and Terwindt, J.H.J., 1981. Neap–spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. Sedimentology 28(2), 151-170.

Bosence, D., Cross, N. and Hardy, S., 1998. Architecture and depositional sequences of Tertiary fault-block carbonate platforms; an analysis from outcrop (Miocene, Gulf of Suez) and computer modelling. Marine and Petroleum Geology 15(3), 203-221.

Brasier, D., 1975. An outline history of seagrass communities. Paleontology 18(4), 681-702.

Bulot, L.G., Masse, J.-P., Moutier, L. and Virgone, A., 1997. Organisation stratigraphique et dynamique sédimentaire du Valanginien au passage plate-forme/bassin en Basse-Provence (S-E France). Bulletin de la Société géologique de France 168 (2), 171-179.

Bulot, L.G. and Thieuloy, J.P., 1994. Les biohorizons du Valanginien du Sud-Est de la France : un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale. Géologie Alpine, Mémoire Hors Série 20, 15-41.

Butler, G.P., 1969. Modern evaporite deposition and geochemistry of coextisting brines, the sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. Journal of Sedimentary Petrology 39, 70-89.

Camoin, G. and Maurin, A.F., 1988. Rôles des micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des 'Mud Mounds'. Exemples du Turonien des Jebels Birena et Mrhila (Tunisie). Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris II 307, 401–407.

Castro, J.M., de Gea, G.A., Ruiz-Ortiz, P.A. and Nieto, L.M., 2008. Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin: the Valanginian-Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain). Cretaceous Research 29 (5-6), 848-860.

Charollais, J., Clavel, B., Busnardo, R. and Schroeder, R., 1992. Excursion du groupe français du Crétacé Haute-Savoie: 25-27 mai 1992. Extraits du livret guide géologique. Département de géologie et paléontologie 6, 117 pp.

Compton, J., Mallinson, D., Glenn, C.R., Filippelli, G., Föllmi, K., Shields, G. and Zanin, Y., 2000. Variations in the global phosphorus cycle. In: C.R. Glenn, L. Prevot-Lucas and J. Lucas (Eds), Marine Authigenesis; From Global to Microbialites. SEPM Society for Sedimentary Geology, special publication 66, 21-33.

Cotillon, P. and Rio, M., 1984. Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep-Sea-Drilling-Project Site-535 and Site-540 (Gulf of Mexico), Site-534 (Central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77, 339-376.

Daoud, H., Bucur, I.I., Săsăran, E. and Cociuba, I., 2004. Lower Cretaceous Limetsones from the Nothern part of Padurea Craiuli (Osoiu Hill and Subpiatra sections): biostratigraphy and preliminary data on microbial structures Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia XLIX (2), 49-62.

Deelman, J.C., 1972. Automatic grain-size analyses by means of electromagnetic surface measurements. Journal of Sedimentary Petrology 42 (3), 732-800.

Delaney, M.L., 1998**.** Phosphorus accumulation in marine sediments and the oceanic phosphorus cycle. Global Geochemical Cycles 12, 563-572.

Denizot, G., 1934. Description des massifs de Marseilleveyre et du Puget. Annales du Musée d'Histoire Naturelle de Marseille XXVI, 234 pp.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.-F., Cadet, J.P., Crasquin, S. and Sandulescu, M., 2000. Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps, Paris, 24 maps, 1-268.

Duchamp-Alphonse, S., 2006. Changements paléoenvironnementaux et production carbonatée hémipélagique de la marge Nord-Ouest téthysienne durant le Valanginien : Approches minéralogique, micropaléontologique et géochimique. PhD thesis, Université Paris Sud XI, Paris, 303 pp.

Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T. and Pagel, M., 2011. Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 302 (3-4), 243-254.

Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A., Blamart, D., and Pagel, M., 2007. Fertilization of the Northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nannofossils and trace element data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 243, 132-151.

Dupraz, C. and Strasser, A., 1999. Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian,

Swiss Jura Mountains). Facies 40 (1), 101-129.

Eaton, A.D., Clesceri, L.S. and Greenberg, A.E., 1995. Standard methods for the examination of water and wastewater 19th Edition. American Public Health Association, Washington, DC, 15 pp.

Ekdale, A.A., 1985. Paleoecology of the Marine Endobenthos. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 50 (1), 63-81.

Embry, J.C., Vennin, E., Van Buchem, F.S.P., Shroeder, R., Pierre, C. and Aurell, M., 2010. Sequence stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain). In: F.S.P. Van Buchem, K.D. Gerdes and M. Esteban (Eds), Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society of London, special publication 329,113-143.

Emmanuel, L. and Renard, M., 1993**.** Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of the late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine 17, 205- 221.

Erba, E., Bartolini, A. and Larson, R.L., 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. Geology 32 (2), 149-152.

Flügel, E., 1981. 'Tubiphyten' aus dem frankischen Malm. Geologischen Blätter für Nordost-Bayern 31, 126-142.

Flügel, E., 1983. Mikrofazies der Pantokrator-Kalke (Lias) von Korfu, Griechenland. Facies 8, 263–300.

Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Springer, 976 pp.

Föllmi, K., Weissert, H. Bisping, M. and Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate platform evolution along the Lower Cretaceous Northern Tethyan margin. Geological Society of America Bulletin 106, 729-746.

Föllmi, K., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. Geology 23(9), 859-862.

Föllmi, K., Bodin, S., Godet, A., Linder, P. and van de Schootbrugge, B., 2007. Unlocking palaeo-environemental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy in the key! Swiss Journal of Geosciences 100 (3), 349-369.

Föllmi, K., Godet, A., Bodin, S. and Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the nothern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. Palaeoceanography 21(PA4211), 1-16.

Gerdes, G. and Krumbein, W.E., 1987. Biolaminated Deposits. Lecture Notes in Earth Sciences 9, Springer, New York, 183 pp.

Godet, A., Föllmi, K.B., Bodin, S., De Kaenel, E., Matera, V. and Adatte, T., 2010. Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura. Sedimentology 57(4), 1088-1125.

Gréselle, B., 2007. Impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien. PhD thesis, Lyon 1- Claude Bernard, Lyon, 337 pp. (unpublished).

Gréselle, B. and Pittet, B., 2010. Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (South-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. Sedimentology 57 (7), 1640-1684.

Gréselle, B., Pittet, B., Mattioli, E., Joachimski, M., Barbarin, N., Riquier, L., Reboulet, S. and Pucéat, E., 2011. The Valanginian isotope event: a complex suite of palaeoenvironmental perturbations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (*in press*).

Haggart, J.W., 1996. Stratigraphy and correlation of Cretaceous rocks of the northern Insular Belt, western Canada. Mitteilungen der Geologischen-Palaeontologischen Institute Universitaet, Hamburg 77, 67-73.

Hallock, P., 1996. Reefs and reef limestones in Earth history. In: C. Birkeland (Ed.), Life and death of coral reefs. Chapman and Hall, New York, 13–42.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C. and Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework in European basins. . In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail (Eds), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, 3-13.

Hardie, L.A. and Ginsburg, R.N., 1977. Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: L.A. Hardie (Ed), Sedimentation on the modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 50-123.

Heim, A., 1934. Stratigraphische Kondensation. Eclogae Geologicae Helvetiae 27, 372–383.

Hennig, S., 2003. Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region. University of Zurich, Zurich, 267 pp.

Hennig, S., Weissert, H. and Bulot, L., 1999. C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite and magnetostratigraphy: The Valanginian-Hauterivian transition. Geologica Carpathica 50 (1), 91-95.

Hillgärtner, H., 1998. Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). Journal of Sedimentary Research 68 (6), 1093-1108.

Hottinger, L., 1982. Larger foraminifera, giant cells with a historical background. Naturwissenschaften 69, 361- 371.

Huck, S., Rameil, N., Korbar, T., Heimhofer, U., Wieczorek, T.D. and Immenhauser, A., 2011. Latitudinally different responses of Tethyan shoal-water carbonate systems to the Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a). Sedimentology 57 (7), 1585-1614.

Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. Sedimentology

52 (1), 77-99.

Jansa, L.F., 1982. Development and Hydrocarbon Potential, Carbonate Platforms Offshore Northeastern America. Bulletin-American Association of Petroleum Geologists 66 (5), 585-585.

Jansa, L.F., 1993. Early Cretaceous carbonate platforms of the northeastern American margin. Bulletin-American Association of Petroleum Geologists 56, 111-126.

Johnson, H.D. and Baldwin, C.T., 1997. Shallow clastic seas. In: H.G. Reading (Ed), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell, Oxford, 233–280.

Lachkar, N., Guiraud, M., El Harfi, A., Dommergues, J.-L., Dera, G. and Durlet, C., 2009. Early Jurassic normal faulting in a carbonate extensional basin: characterization of tectonically driven platform drowning (High Atlas rift, Morocco). Geological Society of London 166 (3), 413-430.

Leinfelder, R.R., 1992. A modern-type Kimmeridgian reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic reef models. Facies 26, 11–34.

Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. and Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. Facies 29, 195–230.

Lini, A., Weissert, H. and Erba, E., 1992. The Valanginian carbon isotope event a first episode of greenhouse climate conditions during the Crétaceous. Terra Nova 4 (Global Change Special Issue), 374-384.

Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J. and Pancost, R.D., 2011. High sea surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. Nature Geoscience4, 169–172.Malchus, N. and Kuss, J., 1988. Microfacies studies of carbonate rocks from Jurassic outcrops in the north of Faro, southern Portugal. Ciencias da Terra 9, 105–128.

Manatschal, G. and Bernoulli, D., 1998. Rifting and early evolution of ancient ocean basins; the record of the Mesozoic Tethys and the Galicia-Newfoundland margins. In: J. Erzinger, C. Sibuet Jean and M. Talwani (Eds), Volcanic margins. Marine Geophysical Researches. Kluwer Academic Publishers Dordrecht, Netherlands, 371-381.

Marschik, R. and Fontbote, L., 2001. The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre - Candelaria area, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences 14 (4), 401-433.

Masse, J.-P, 1976. Les Calcaires urgoniens de Provence, Valanginien, Aptien inférieur : stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. PhD thesis, Université de Provence, Marseille, 1000 pp.

Masse, J.-P., 1993. Valanginian-early Aptian carbonate platforms from Provence, southeastern France. In: J.A. Simo, R.W. Scott and J.P. Masse (Eds), Cretaceous carbonate Platforms: An overview. Bulletin-American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 363-375.

Masse, J.-P., 2000. Trophic controls on Early Cretaceous platform carbonate producing biotas. 6th International Cretaceous Symposium, Vienna, Austria. Abstract, University of Vienna, Geozentrum, 85.

Masse, J.-P., 1992. The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: palaeoecologic aspects and palaeobiogeographic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 91 (3-4), 331-345.

Masse, J.-P. and Lesbros, R., 1987. Evénements géodynamiques medio-valanginien dans le Sud-Est de la France et leurs retentissements bathymétriques. Transgressions et régressions au Crétacé. Mémoire Géologie, Universitaire de Dijon II, 149-156.

Masse, J.-P., Morycowa, E. and Fenerci-Masse, M., 2009. Valanginian-Hauterivian scleractinian coral communities from the Marseille region (SE France). Cretaceous Research 30 (1), 178-192.

Masse, J.-P. and Termier, G., 1992. Les Spongiaires du Crétacé inférieur (Hauterivien-Aptien inférieur) de Provence (Sud-Est de la France). Géologie Méditerranéenne 2, 89-123.

McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F. and van de Schootbrugge, B., 2007. Palaeotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 248 (3-4), 391-430.

McClay, K.R. and White, M., 1995. Analogue models of orthogonal and oblique rifting. Marine Petroleum Geology 12, 137-151.

McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P. and Mills, M., 2002. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. Bulletin-American Association of Petroleum Geologists 86 (6), 935-959.

Minkovska, V., Peybernes, T. and Nikolov, S., 2002. Palaeogeography and geodynamic evolution of the Balkanides and Moesian 'microplate' (Bulgaria) during the earliest Cretaceous. Cretaceous Research 23 (1), 37-48.

Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A. and Wonganan, N., 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. Journal of Structural Geology 26 (10), 1803-1829.

Mutti, M. and Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. International Journal of Earth Sciences 92 (4), 465-475.

Nikolov, T., Peybernes, B., Ciszak, R. and Ivanov, M., 1998. Sedimentary record of extensional tectonics and eustasy in the Uppermost Jurassic and the Lowermost Cretaceous series from central and eastern Fore Balkan (Bulgaria). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Serie I-Fascicule a -Sciences de la Terre et des Planètes 326 (1), 43-49.

Nose, M., 1995. Vergleichende Faziesanalyse und Palokologie korallenreicher Vertlachungsabfolgen des iberischen Oberjura. Profil 8, 1-237.

Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M., 2008. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge, 177 pp.

Olivier, N., Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuiliere, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P. and Geister, J., 2004. Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). Facies 50 (2), 229-255.

Olivier, N., Pittet, B., Werner, W., Hantzpergue, P. and Gaillard, C., 2008. Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low-energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, Western France). Sedimentary Geology 205(1-2), 14-33.

Pérès, J.M., 1961. Océanographie biologique et écologie marine. PhD thesis, Université de France, Vendôme, 541 pp.

Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J. and Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. Sedimentology 49 (3), 555-581.

Price, G., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. Earth Science Review 48 (3), 183-210.

Price, G. and Nunn, E.V., 2010. Valanginian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: Transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse. Geology 38 (3), 251-254.

Pomoni-Papaioannou, F., Flügel, E. and Koch, R., 1989. Depositional environments and diagenesis of Upper Jurassic subsurface sponge and *Tubiphytes* reef limestones: Altensteig 1 well, Western Molasse Basin, Southern Germany. Facies 21 (1), 263-283.

Rameil, N., Immenhauser, A., Warrlich, G., Hillgärtner, H. and Droste, H.J., 2010. Morphological patterns of Aptian *Lithocodium–Bacinella* geobodies: relation to environment and scale. Sedimentology 57 (3), 883-911.

Reboulet, S. 1996. L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du Bassin Vocontien et de la plate-forme Provençale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. Thèse, Université Claude Bernard, Lyon I, 371 pp.

Reboulet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vasícek, Z. and Vermeulen, J., 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008). Cretaceous Research 30 (2), 496-502.

Riding, R., 1991. Calcified Cyanobacteria. In: R. Riding (Ed), Calcareous Algae and Stromatolites. Springer, Berlin, 55-87.

Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. Sedimentology 47, 179-214.

Riding, R. and Barkham, S., 1999. Temperate water *Shamovell*' from the Lower Permian of West Timor, Indonesia. Australasian Journal of Palaeontology 23 (1), 21-29.

Riding, R. and Guo, L., 1992. Affinity of *Tubiphytes*. Palaeontology 35, 37-49.

Schmid, D. and Leinfelder, R.R., 1996**.** The Jurassic Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans foraminiferal consortium. Palaeontology 39, 21-52.

Schmid, D.U., 1996. Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. Profil 9, 101-251.

Scott, R.W., 1995. Global environmental controls on Cretaceous reefal ecosystems. Palaeogeography, Palaeoclimatolology, Palaeoecology 119, 187–199.

Skelton, P. and Masse, J.P., 1998. Revision of the Lower Cretaceous rudist genera *Pachytraga* Paquier and *Retha* Cox (Bivalvia: Hippuritacea) and the origins of the Caprinidae. Geobios 22, 331-370.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Cavazza, W., Mosar, J. and Ziegler, P.A., 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). Episodes 24 (4), 222-228.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R. and Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: G. Rosenbaum and G. Lister (Eds), Reconstruction of the evolution of the Alpine Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer 7, 75-104.

Steinhauser, N. and Charollais, J. (1971). La stratigraphie du "Valanginien" de la région neuchateloise et ses rapports avec le Jura méridional. Geobios 4 (1), 7-59.

Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. and Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. Sedimentary Geology 128 (3-4), 201-221.

Talbot, M.R. and Allen, P.A., 1996. Lakes. In: H.G. Reading (Ed), Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 83-124.

Tasli, K., 2001. Benthic Foraminifera of the Upper Jurassic Platform Carbonate Sequence in the Aydõncõk (Içel) Area, Central Taurides, S Turkey. Geologica Croatica 54(1), 1-13.

Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, 482 pp.

Valet, G., 1979. Approche paléoécologique du monde des Dasycladales à partir de l'écologie des formes actuelles. Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine 3 (2), 859-866.

Van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, W.H. and Philip, J., 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86 (1), 21-53.

Van de Schootbrugge, B., Kuhn, O., Adatte, T., Steinmann, P. and Föllmi, K., 2003. Decoupling of P- and Corg-burial following Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) platform drowning along the NW Tethyan margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 199 (3-4), 315-331.

Vedrine, S., Strasser, A. and Hug, W., 2007. Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Facies 53 (4), 535-552.

Vennin, E., Vachard, D. and Proust, J.-N., 1997. Taphonomie et synécologie du "genre" '*Tubiphytes*' dans les

bioconstructions de Tratau et de Nizhni-Irginsk (Permien inférieur de l'Oural, Russie). Geobios 30 (5), 635-649.

Vilas, L., Martín-Chivelet, J. and Arias, C., 2003. Integration of subsidence and sequence stratigraphic analyses in the Cretaceous carbonate platforms of the Prebetic (Jumilla-Yecla Region), Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 200 (1-4), 107-129.

Vilas, L., Masse, J.P. and Arias, C., 1995. Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the early Aptian model from SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 119 (1-2), 35-45.

Virgone, A., 1997. Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée: le Berriasien supérieur - Valanginien basal de Basse-Provence occidentale (S.E. France, Université de Provence, Marseille, 196 pp.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 137, 189-203.

Wernli, R. and Fookes, E., 1992. *Troglotella incrustans* n. gen.,un. sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal Kimméridgien de Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). Bollettino della Società Paleontologica Italiana 31, 95-103.

Westermann, S., Föllmi, K.B., Adatte, T., Matera, V., Schnyder, J., Fleitmann, D., Fiet, N., Ploch, I. and Duchamp-Alphonse, S., 2010. The Valanginian $\delta^{13}C$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. Earth and Planetary Science Letters 290 (1-2), 118-131.

Wilmsen, M., Fürsich, F., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. Facies 56 (1), 59-87.

Withjack, M.O. and Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics 126, 99-124.

2.2.2 Evolution des communautés à foraminifères benthiques pendant le Valanginien supérieur

La coupe d'Ollioules présente un enregistrement exceptionnel de carbonates de plate-forme interne datant du Valanginien supérieur alors, que durant cet intervalle, les autres plates-formes Nord-téthysiennes ne montrent pas ce type d'environnements et sont souvent affectées par un hiatus pouvant s'étendre du début du Valanginien supérieur à l'Hauterivien inférieur. Pour cette raison, les microfaunes à foraminifères benthiques datant de cet intervalle sont très peu connues à l'exception de celles du Valanginien inférieur et de la base du Valanginien supérieur (équivalent à la Zone à *S. verrucosum*).

Les carbonates enregistrés à Ollioules présentent de nouvelles espèces de foraminifères benthiques du Valanginien supérieur. L'objectif de ce travail est de décrire la composition des assemblages à foraminifères benthiques au Valanginien et leur évolution au cours de cet intervalle. Ce travail a été réalisé en parallèle des analyses sédimentologique et séquentielle effectuées auparavant (paragraphe 2.2.1) et a ainsi permis de compléter le découpage séquentiel. Pour cette raison, les assemblages sont décrits en parallèle des séquences définies auparavant.

2.2.2.1 Matériel et méthode

L'étude des assemblages à foraminifères benthiques a été réalisée au laboratoire de Grenoble, en collaboration avec Annie Arnaud-Vanneau. Au total, 150 lames minces ont été observées, sur lesquelles ont été identifiés les foraminifères. Des assemblages ont été définis à partir de limites caractérisées par de nombreuses apparitions et /ou par des disparitions d'espèces. Ces limites correspondent à des arrêts de la sédimentation en domaine de plate-forme, associés à des variations eustatiques à haute fréquence (à l'échelle de la paraséquence).

Dans la description des assemblages qui suit, l'âge des dépôts au sein desquels les diverses assemblages ont été observés ont été déduit à partir des travaux de Bonin *et al.* (soumis). Ceux-ci reposent sur des marqueurs biostratigraphiques correspondant à des foraminifères benthiques et sur les corrélations chimiostratigraphiques.

2.2.2.2 Description des assemblages

Six assemblages ont été distingués au travers des dépôts valanginiens d'Ollioules qui sont représentés le long de la coupe stratigraphique d'Ollioules (Figure 2.5).

a. Assemblage (1) à *Feurtillia frequens* et *Andersenolina delphinensis* (Berriasien moyen)

Cet assemblage se singularise par la présence de *Feurtillia frequens* (Planche 1, 1) et de *Andersenolina delphinensis* (Planche 1, 4) il est défini dans la séquence MsS I. Cet assemblage, caractérisant le Berriasien moyen dans le domaine jurassien d'après Blanc (1995), a permis de préciser l'âge des dépôts d'Ollioules. Ces foraminifères sont associés à de nombreux foraminifères appartenant au genre *Andersenolina*, comme par exemple *A. elongata* (Planche 1, 2), et au genre *Pseudotextulariella* mais dont l'espèce ne peut être précisée (Planche 2, 3) même s'il existe une grande ressemblance avec *Pseudotextulariella courtionensis*. D'autres genres sont représentés tels que celui des *Haplophragmoïdes* avec *H. joukowsky* (Planche 3, 1).

b. Assemblage (2) à *Montsalevia elevata* et à *Pfenderina* aff. *neocomiensis* (Berriasien supérieur)

Cet assemblage est défini au sein de la séquence MsS II et comprend de nombreuses *Montsalevia elevata* (Planche 2, 2) et des *Pfenderina* aff. *neocomiensis* (Pfender, 1938 ; Planche 1, 12). D'après les observations de Virgone, il contiendrait également *Montsalevia salevensis* mais ce dernier n'a pas été identifié dans ce travail. La présence de *M. salevensis* caractérise l'enregistrement du Valanginien. Ces foraminifères sont associés à (1) des orbitolinidés, représentés par *Cribellopsis* sp. (Planche 4, 6) et *Valdanchella miliani ?* (Shroeder, 1968 ; Planche 4, 8 et 9), (2) des foraminifères du genre Andersenolina qui sont diversifiés et représentés par *A. cherchiae* (Planche 1, 7) ou *A. chiochinii* (Mancinelli et Coccia, 1999).

c. Assemblage (3) à *Montsalevia salevensis* et à *Pfenderina neocomiensis* (Valanginien inférieur)

Cet assemblage, observé au sein de la séquence MsS III, traverse la limite Valanginien inférieur/ supérieur, il est dominé par *Montsalevia salevensis* (Planche 2, 1). Au sommet de l'intervalle considéré, cet assemblage présente une augmentation de l'abondance des *Montsalevia salevensis* et les premières apparitions des *Pfenderina neocomiensis* (Planche 1, 9). En association

sont observées des orbitolinidés représentés par C*ribellopsis* sp. (Planche 1, 6) et *Valdanchella miliani* (?) (Planche 4, 8 et 9) et d'autres orbitolinidés de petites tailles. Cet assemblage est également marqué par la première apparition de *Pseudonummoloculina* cf. *aurigerica, Sabaudia* sp. (Planche 2, 4), *Vercorsella* sp. (Planche 2, 6), *Pseudolituonella* cf. *gavonensis* (Planche 3, 5), *Arenobolumina* sp. et des foraminifères appartenant au genre Scythiolina (Neagu, 2000) tel que *Scythiolina infundibulifera* (Planche 2, 11). Ce genre n'est habituellement pas observé dans les plates-formes Nord-téthysiennes (comm. pers. Arnaud-Vanneau). Ici, ce genre est représenté par *Scythiolina* sp. et *Sc. camposaurii* (Planche 2, 8).

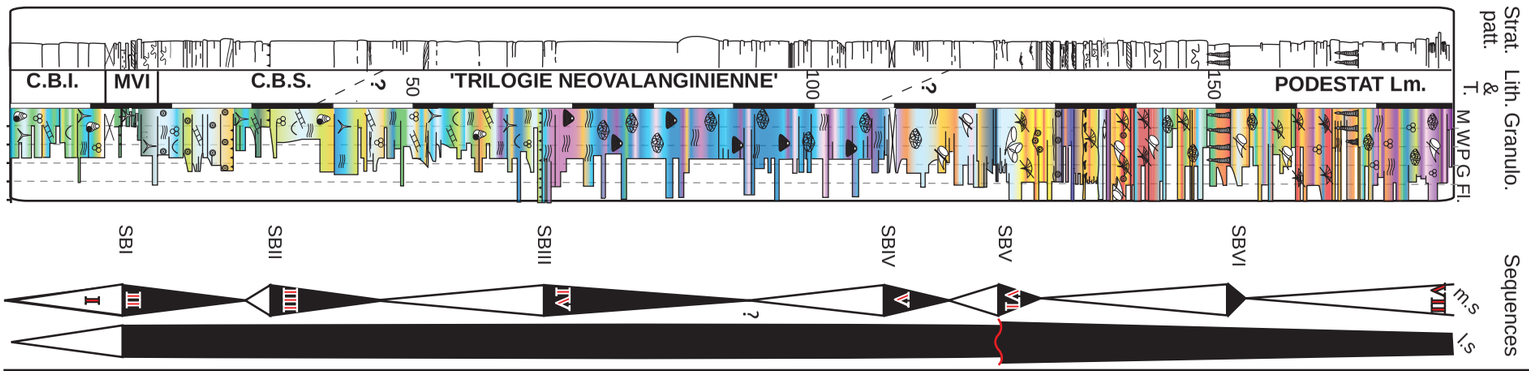
d. Assemblage (4) à *Dictyoconus* sp., *Barkerina dobrogiaca, Pfenderina neocomiensis* et *Scythiolina filiformae* (Valanginien supérieur)

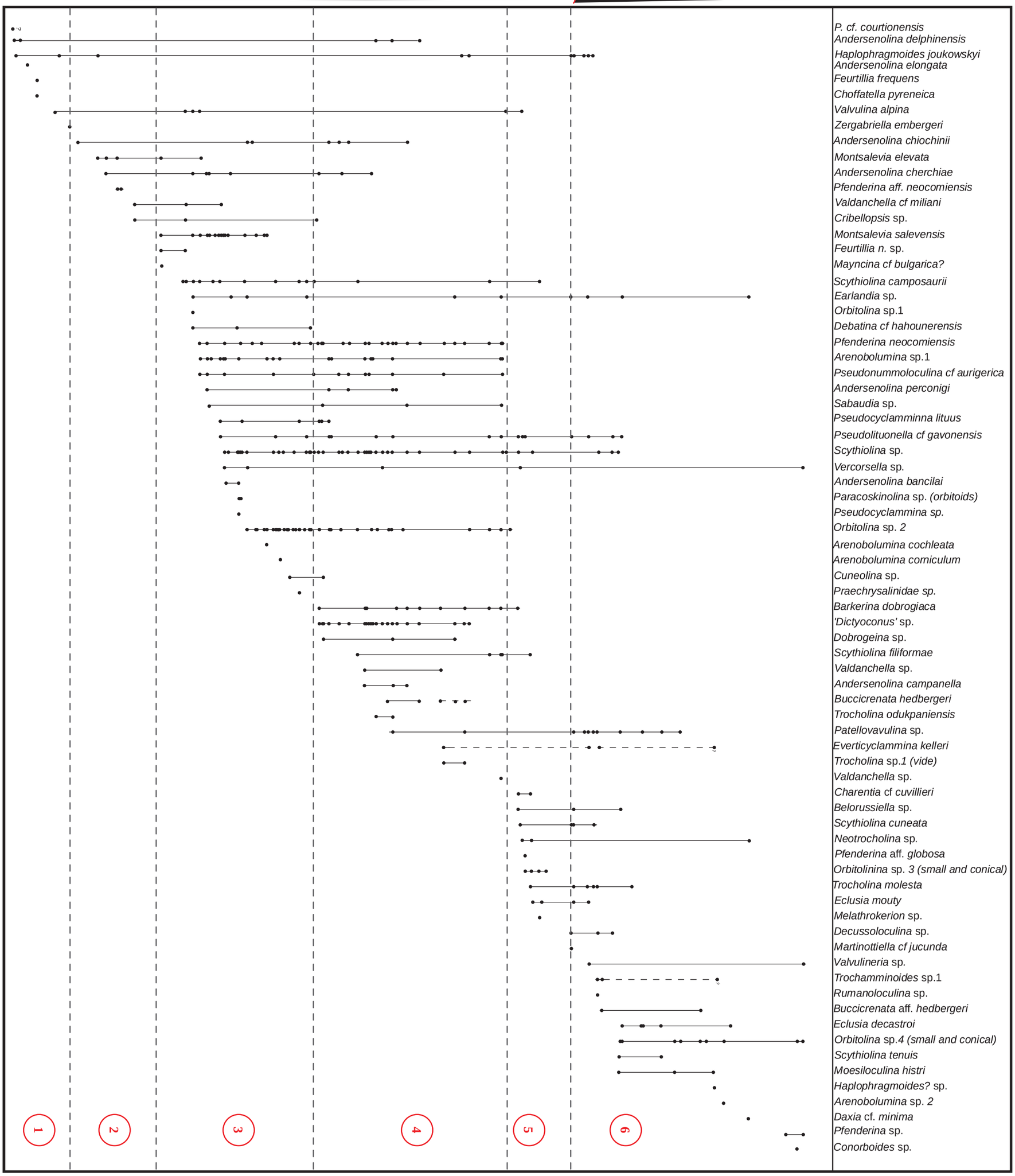
Cet assemblage, observé dans la séquence MsS IV, se caractérise par une augmentation de la diversité spécifique et se démarque des autres assemblages par (1) la présence des formes qui n'ont pas été observées dans les dépôts de plates-formes Nord-téthysiennes et par (2) une augmentation générale des tailles des foraminifères passant d'une moyenne de 125µm à plus de 250µm. Certains atteignent une taille de 500µm.

Cet assemblage se compose de 29 espèces, dont 12 apparaissent au sein de cet intervalle. Parmi les plus abondants, on retrouve '*Dictyoconus*' sp. (Planche 4, 10), *Barkerina dobrogiaca* (Planche 3, 4)*, Trocholina odukpaniensis* (Planche 1, 10) et *Scythiolina filiformae* (Planche 2, 10). Ces formes sont identifiées en France dans le domaine de Plate-forme Provençale. Ces nouveaux foraminifères sont associés à des foraminifères déjà présents tels que *Pfenderina neocomiensis* et de quelques *Montsalevia elevata*. Cet assemblage comprend également *Patellovalvulina* sp. (Planche 2, 13), *Andersenolina campanella*, *Buccicrenata hedbergeri* (Planche 4, 11), *Everticyclammina kelleri* (Planche 4, 2), *Trocholina ?* sp. 1 (Planche 1, 11), *Orbitolina* sp. 2 dont la première apparition marque l'assemblage. Ce dernier présente toujours quelques *Andersenolina* représentées par *A. perconigi*, *A. chiochinii* et *A. cherchiae*. En revanche, *Montsalevia salevensis* n'est plus observé.

L'augmentation de la taille des foraminifères est illustrée par les *Pfenderina neocomiensis* (Planche 1, 9) et les *Andersenolina elongata* (Planche 1, 3), qui passent à des tailles de 125µm en moyenne à 250µm. De plus, les organismes nouvellement apparus tels que les '*Dictyoconus*' sp. et les *Orbitolina* sp. 2 (Planche 4, 12) présentent des tailles générales de 250–-300µm. Les plus grandes tailles pouvant atteindre 500µm sont observées chez les *Orbitolina* sp. 2.

Figure 2. 5 (page suivante, format A3): Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques d'Ollioules


C.B.I.
MVI
C.B.S.
'TRILOGIE NEOVALANGINIENNE'
PODESTAT Lm.
50
100
150
Strat. patt.
Lith. & T.
Granulo.
M.W.P.G.
Fl.
SBI
SBII
SBIII
SBIV
SBV
SBVI
I
II
III
IV
V
VI
VII
m.s
l.s
Sequences


1
2
3
4
5
6
P. cf. courtionensis
Andersenolina delphinensis
Haplophragmoides joukowskyi
Andersenolina elongata
Feurtillia frequens
Choffatella pyreneica
Valvulina alpina
Zergabriella embergeri
Andersenolina chiochinii
Montsalevia elevata
Andersenolina cherchiae
Pfenderina aff. neocomiensis
Valdanchella cf miliani
Cribellopsis sp.
Montsalevia salevensis
Feurtillia n. sp.
Mayncina cf bulgarica?
Scythiolina camposaurii
Earlandia sp.
Orbitolina sp.1
Debatina cf hahounerensis
Pfenderina neocomiensis
Arenobolumina sp.1
Pseudonummoloculina cf aurigerica
Andersenolina perconigi
Sabaudia sp.
Pseudocyclamminna lituus
Pseudolituonella cf gavonensis
Scythiolina sp.
Vercorsella sp.
Andersenolina bancilai
Paracoskinolina sp. (orbitoids)
Pseudocyclammina sp.
Orbitolina sp. 2
Arenobolumina cochleata
Arenobolumina corniculum
Cuneolina sp.
Praechrysalinidae sp.
Barkerina dobrogiaca
'Dictyoconus' sp.
Dobrogeina sp.
Scythiolina filiformae
Valdanchella sp.
Andersenolina campanella
Buccicrenata hedbergeri
Trocholina odukpaniensis
Patellovavulina sp.
Everticyclammina kelleri
Trocholina sp.1 (vide)
Valdanchella sp.
Charentia cf cuvillieri
Belorussiella sp.
Scythiolina cuneata
Neotrocholina sp.
Pfenderina aff. globosa
Orbitolinina sp. 3 (small and conical)
Trocholina molesta
Eclusia mouty
Melathrokerion sp.
Decussoloculina sp.
Martinottiella cf jucunda
Valvulineria sp.
Trochamminoides sp.1
Rumanoloculina sp.
Buccicrenata aff. hedbergeri
Eclusia decastroi
Orbitolina sp.4 (small and conical)
Scythiolina tenuis
Moesiloculina histri
Haplophragmoides? sp.
Arenobolumina sp. 2
Daxia cf. minima
Pfenderina sp.
Conorboides sp.

e. Assemblage (5) à *Charentia* sp., *Scythiolina cuneata*, *Neotrocholina* sp., *Orbitolina* sp. (Valanginien supérieur ?/ Hauterivien)

Observé dans la séquence MsS V, cet assemblage montre une réduction de la diversité taxinomique ainsi qu'une diminution des tailles des formes. Il est majoritairement représenté par les *Scythiolina cuneata* (Planche 2, 5), les *Neotrocholina* sp. (Planche 1, 13) et les *Pfenderina* aff. *globosa* (Planche 1, 8). Ces formes sont associées à *Belorussiela* sp. (Planche 4, 14), *Eclusia mouty*, *Melathrokerion* sp., *Haplophragmoides* sp. (Planche 3, 3) et à des milioles représentées par *Decussoloculina cf. mirceai* (Planche 3, 10).

Les *Pfenderina neocomiensis,* les orbitolines '*Dictyoconus*' sp., *Valdanchella* sp. et les foraminifères du genre *Andersenolina* ne sont plus observés. Cependant, les orbitolines sont représentées par des formes de tailles plus petites (Planche 4, 13).

f. Assemblage (6) à *Eclusia decastroi*, *Scythiolina tenuis* et *Vercorsella winterreri* (Valanginien supérieur ?/ Hauterivien)

Au sein de la séquence MsS VI et MsS VII, cet assemblage est caractérisé par l'apparition de *Eclusia decastroi* (Planche 4, 3), *Scythiolina tenuis* (Planche 2, 9) et *Vercorsella wintereri* (Planche 2, 7). Ces organismes sont associés à *Quinqueloculina scytica* (Planche 3, 9), *Nautiloculina bronnimanni* (Planche 3, 7), *Buccicrenata* aff. *hedbergeri*, *Daxia* sp. (Planche 3, 2), *Pfenderina* sp. (Planche 1, 6) et de *Trocholina molesta* (Planche 1, 5). L'assemblage 6 se caractérise par des formes de petites tailles et, d'autre part, un grand nombre de formes observées dans les assemblages précédant ont disparu.

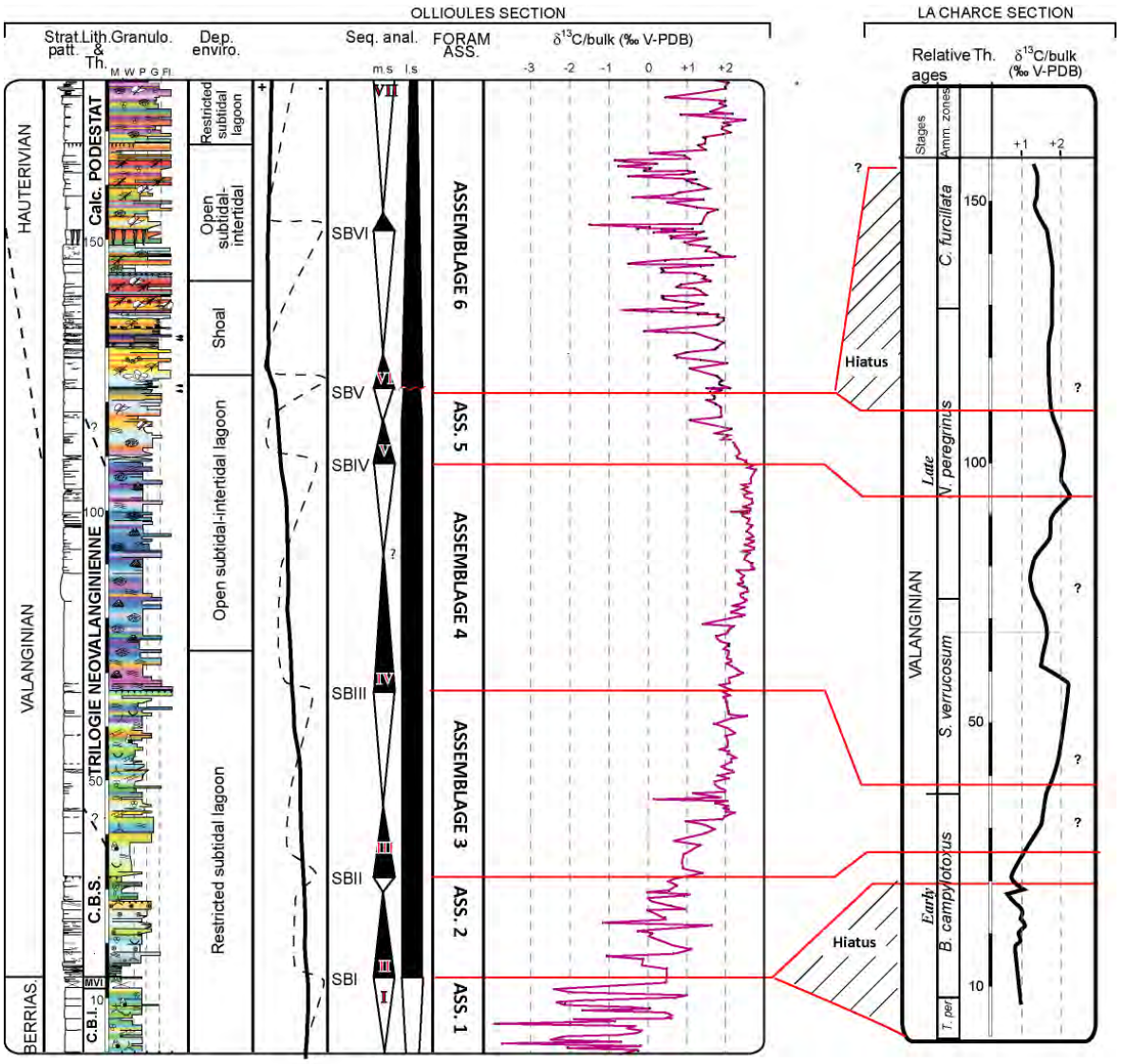


Figure 2.6 : Corrélation chimiostratigraphique de la coupe d'Ollioules (Bonin *et al.*, soumis) avec la Coupe de La Charce-Vergol (Gréselle *et al.*, 2011) et âge relatif des différents assemblages de foraminifères.

Strat. Patt. = Strattal pattern ; Lith & Th. = Lithology and thickness ; Granulo. = Granulometry; Dep. env. Depositionnal environment; Seq. anal. = Sequence analysis ; Foram Ass. = Foraminifers assemblage

2.2.2.3 Discussion

L'analyse micropaléontologique des dépôts d'Ollioules a permis de mettre en évidence l'évolution de la distribution biostratigraphique des foraminifères benthiques pendant une partie du Berriasien supérieur, une partie du Valanginien supérieur et une partie de l'Hauterivien. Certains foraminifères sont pour la première fois identifiés dans ce secteur Nord-ouest téthysien : en raison de l'arrêt de la production carbonatée au Valanginien supérieur au niveau des plates-formes jurassienne, dauphinoise, du Vercors et helvétique, les microfaunes à foraminifères benthiques sont inconnues durant cet intervalle. Au terme des travaux micropaléontologiques et des corrélations chimiostratigraphiques réalisées à Ollioules dans la partie précédente (Chapitre 3, Partie 3.2 ; Bonin *et al.*, *soumis*), l'âge des assemblages 3, 4 ; et 5 est relativement bien contraint au Valanginien supérieur. Des études plus approfondies et étendues à d'autres secteurs enregistrant des carbonates durant le Valanginien supérieur pourraient permettre d'établir de nouveaux marqueurs biostratigraphiques pour les enregistrements de plates-formes. Toutefois, l'utilisation de ces microfaunes comme biomarqueurs est limitée par leurs dépendances aux modifications environnementales (Arnaud-Vanneau, 1980). Leur répartition dépend de la luminosité, la température, de la salinité, la nature du substrat, le détritisme…. Or le secteur d'Ollioules présente une position paléogéographique particulière, isolée des apports détritiques, lui conférant des conditions environnementales bien spécifiques (Bonin *et al., soumis*). D'autre part, il présente une ouverture de son environnement de la fin du Valanginien inférieur jusqu'à l'Hauterivien ce qui peut influer localement sur la composition des assemblages (Bonin *et al., soumis*). Dans la partie qui suit, nous discuterons des contrôles environnementaux qui peuvent influencer la composition des assemblages à foraminifères benthiques.

a. L'évolution des foraminifères au terme des changements environnementaux.

Les assemblages 1, 2 et 3, présentant de nombreuses *Andersenolina*, sont observés ici dans des environnements de lagons protégés (FA à FG ; Bonin *et al.*, *soumis*). L'assemblage 3 se distingue par une augmentation de la diversité des foraminifères benthiques. Celle-ci coïncide avec une hausse des concentrations de phosphore enregistrées à Ollioules (Bonin *et al., soumis*) concomitante à une augmentation des nutriments elle-même liée à la hausse du détritisme dans le domaine nord téthysien (Föllmi *et al.*, 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010 ; Gréselle *et al.*, 2011) et à l'augmentation des flux d'argiles dans le Bassin Vocontien (Gréselle *et al.,* 2011). Cette diversification s'effectue

également en parallèle d'un refroidissement enregistré dans les eaux de fonds téthysiennes (McArthur *et al.,* 2007 ; Barbarin *et al.*, soumis).

L'assemblage 4, dont l'apparition est précisée dans l'équivalent de la fin de la Zone à *S. verrucosum* (Figure 2.6) présente une diversité taxinomique des plus importantes et une augmentation des tailles des foraminifères. Cet assemblage est également remarquable par la prédominance des orbitolines (appartenant au genre '*Dictyoconus'*). La base de cet assemblage coïncide avec 1) le minimum des températures (McArthur *et al.*, 2007) et 2) avec l'évolution des environnements d'Ollioules depuis des milieux protégés (FD, FE, FF, FG ; Bonin *et al.*, soumis) vers des environnements de lagons ouverts (FH, FI, ; Bonin *et al., soumis*). Le développement des *Dictyoconus*, affiliées à des domaines en connexion avec les domaines océaniques (Masse, 1992), pourrait être associé à l'ouverture de l'environnement de dépôt à Ollioules.

Au milieu du Valanginien supérieur (intervalle équivalent à la Zone à *N. peregrinus*), les microfaunes appartenant aux assemblages 5 et 6 présentent une baisse de l'abondance des microfaunes, une diminution des tailles des foraminifères et une disparition de plusieurs espèces existant à la base du Valanginien supérieur (Figure 2.6) : en effet, ces assemblages ne présentent plus les occurrences des *Dictyoconus*, des *Pfenderina*, des *Andersenolina*… Ces assemblages sont observés au sein de faciès plus ouverts, dominés par des dépôts témoignant d'une dynamique tidale et d'une dynamique de houle (FK, FL, FM ; Bonin *et al.*, soumis) ce qui peut justifier une évolution des assemblages. La baisse de la diversité peut également être associée aux environnements de dépôts : les travaux d'Arnaud-Vanneau (1980) signalent une plus faible diversité taxinomique dans les environnements de dépôt de bordure et de chenaux que celle enregistrée dans les domaines plus internes ou plus externes. Par ailleurs, ces communautés à foraminifères sont associées à des macrofaunes prédominées par des rudistes puis par des coraux-*Cayeuxia* (Bonin *et al., soumis*). Arnaud-Vanneau (1980) et Masse (1976) ont auparavant noté une baisse de la diversité chez les microfaunes à foraminifères dans certains faciès notamment ceux dominés par les rudistes. Ces organismes auraient une action inhibitrice sur les microfaunes selon Masse (1976).

b. Des assemblages caractéristiques du Valanginien supérieur ?

Les assemblages 3, 4, 5 et 6 observés à Ollioules présentent certains foraminifères qui, jusqu'à aujourd'hui, n'ont jamais été observés dans le secteur Nord-ouest de la Téthys. A Ollioules, ces nouveaux assemblages sont observés dans les dépôts, qui d'après des corrélations chimiostratigraphiques avec les coupes du Bassin Vocontien et de la marge Provençale, auraient été enregistrés pendant la fin du Valanginien inférieur, une partie du Valanginien supérieur et probablement pendant une partie de l'Hauterivien. Ces dépôts sont très peu préservés dans les

domaines Nord-téthysiens en raison de la présence de hiatus. Les travaux de Bonin *et al.* (*soumis*) permettent de caractériser l'âge de la distribution des microfaunes à foraminifères benthiques appartenant aux Assemblages 3, 4 et 5 (Figure 2.6).

L'assemblage 3 est composé des foraminifères prédominants *Montsalevia salevensis* et *Pfenderina neocomiensis* et également des foraminifères comme *Vercossella* sp. et *Sabaudia* sp. Ces derniers ont déjà été identifiés dans les dépôts des plates-formes Nord-téthysiennes du Valanginien inférieur. Pour l'étude des dépôts d'Ollioules, cet assemblage a une importance stratigraphique puisque de par l'occurrence de *M. salevensis*, il a permis d'identifier l'âge des dépôts analysés à Ollioules comme étant du Valanginien. Par ailleurs, d'après les corrélations chimiostratigraphiques, cet assemblage marque la fin du Valanginien inférieur. Cet assemblage présente toutefois l'occurrence d'un genre nouveau qui n'a pas été auparavant observé dans cette partie Nord-ouest de la Téthys ; il correspond au genre *Scythiolina.* Ce genre, identifié en Roumanie (Neagu *et al.*, 2000), serait caractéristique du Valanginien. Toutefois, des études plus approfondies sont nécessaires afin de comparer le genre observé à Ollioules à ceux identifiés dans des domaines situés plus à l'Est de la Plate-forme Provençale.

L'assemblage 4, composé de '*Dictyoconus'* sp., *Barkerina dobrogiaca, Trocholina odukpaniensis, Pfenderina neocomiensis* et *Scythiolina filiformae,* n'a jamais été observé dans le domaine Nord-ouest de la Téthys. L'occurrence de *Pfenderina neocomiensis* au sein de cet assemblage atteste de son âge Valanginien. Les corrélations chimiostratigraphiques indiquent que cet assemblage est enregistré pendant une partie du Valanginien supérieur, équivalent à la base de la Zone à ammonites *N. peregrinus*. Les foraminifères *Barkerina dobrogiaca* et *Trocholina odukpaniensis* ont toutefois été identifiés dans des secteurs téthysiens, appartenant à la Plate-forme Moésienne, situés à présent en Roumanie (Neagu *et al.*, 2000), Turquie (Altiner, 1991 ; Bucur *et al.*, 2004) et en Serbie (Bucur, 1995 ; Figure 2.7). L'âge de ces dépôts est très peu contraint : ils correspondent à des enregistrements fin-Valanginien à Hauterivien avec beaucoup d'incertitude. Il est toutefois intéressant de noter que l'occurrence de ces formes n'a pas été évoquée dans le domaine Apulien (Italie), à l'époque isolé du Nord de la Téthys par l'océan Liguro-piémontais (Figure 2.7). La répartition spatiale de ces foraminifères qui s'étend strictement à la bordure Nord-téthysienne représenterait une répartition biogéographique caractéristique de ce secteur. Il est nécessaire d'approfondir les travaux sur ces secteurs afin de savoir si cet assemblage 4 peut être un assemblage caractéristique du Valanginien supérieur.

Enfin, l'assemblage 5, composé de *Charentia* sp.*, Scythiolina cuneata, Neotrocholina* sp., et des Orbitolinidés sp.2, ne contient aucune espèce spécifique au Valanginien. Son âge, correspondant au milieu du Valanginien supérieur (équivalent à la Zone à *N. peregrinus*) repose sur des corrélations chimiostratigraphiques. D'après A. Arnaud-Vanneau, cet assemblage est une fois encore

caractéristique d'Ollioules et n'a jamais été identifié dans les autres domaines internes Nord-téthysien.

Figure 2.7 : Carte paléogéographique de l'Europe au Valanginien et localisation des plates-formes Apuliennes et moésiennes. (Dercourt *et al.*, 2000 ; Stampfli *et al.*, 2002).

2.2.2.4 Conclusions

Pour conclure, la distribution des microfaunes à foraminifères observées à Ollioules évolue en parallèle d'une ouverture des environnements de dépôts, passant de lagons restreints à des domaines de shoals du Berriasien à l'Hauterivien. Ces changements d'environnements peuvent influer la composition des assemblages. Par exemple, l'apparition des '*Dictyoconus*' dans la première partie du Valanginien supérieur (équivalent à la Zone à *N. peregrinus*) pourrait être associée à une ouverture des environnements de lagons restreints vers des environnements de lagons ouverts (Bonin *et al., soumis*).

Il est donc nécessaire d'étendre les études micropaléontologiques à d'autres dépôts du Valanginien supérieur afin de mettre en évidence des faunes caractéristiques de cet intervalle, indépendamment des conditions environnementales. Les assemblages identifiés ici ont toutefois un grand intérêt puisque ce sont les premières microfaunes à foraminifères benthiques à être datée du Valanginien supérieur. Certaines de ces formes ont été observées au niveau d'autres plates-formes téthysiennes, telles que *Barkerina dobrogiaca, Trocholina odukpaniensis,* mais d'autres foraminifères

comme les '*Dictyoconus*' sp. semblent avoir été observés au niveau de la Plate-forme interne Provençale uniquement (Masse, 1976 ; ce travail).

2.2.3 Reconstitution des paléotempératures sur la Plate-forme Provençale.

Les enregistrements de paléotempératures marines disponibles dans la littérature pour le Valanginien sont basés sur le $\delta^{18}O$ et le Mg/Ca de bélemnites, sur le $\delta^{18}O$ de dents de poissons, ou plus récemment sur les données de TEX86 (Pucéat *et al.*, 2003 ; McArthur *et al.*, 2007 ; Littler *et al.*, 2011). Toutefois ces données ne sont pas acquises avec une haute résolution temporelle, ou comme dans le cas des bélemnites, se basent sur la composition isotopique d'organismes dont l'écologie reste inconnue. En effet, de nombreuses études récentes (Podlaha *et al.*, 1998 ; Dutton *et al.,* 2007 ; Wierbowski et Joachimski, 2009) suggèrent que des bélemnites auraient eu un comportement nectobenthique et non pélagique. Leur composition isotopique de l'oxygène reflèterait ainsi la température des eaux de fond dans les bassins océaniques et non les températures de surface.

Dans cette étude, nous avons tenté d'obtenir l'évolution des températures de surface du Valanginien par le biais de la composition isotopique de l'oxygène des coquilles des rudistes. Ces organismes, étant inféodés à des domaines très peu profonds compris entre le domaine proximal et la bordure de plate-forme (Masse, 1992 ; Fenerci-Masse, 2006) enregistrent les températures des eaux de surface. Les études réalisées sur les bivalves actuels ont montré que la plupart des rudistes précipitait la calcite à l'équilibre isotopique avec l'eau de mer environnante (Steuber, 1999). La présence d'effets vitaux a toutefois été démontrée pour certaines espèces de rudistes, telle que l'espèce *Torreites*, appartenant à la famille des Hippuritidae (Steuber, 1999). Les rudistes récoltés au niveau de la coupe d'Ollioules appartiennent à la famille des Requienidae et l'existence d'effets vitaux dans le fractionnement isotopique a été écartée (Steuber, 1999).

2.2.3.1 Matériels et méthodes

Les rudistes analysés proviennent de la coupe d'Ollioules, située sur la Plate-forme Provencale. Les environnements de dépôts ainsi que le cadre stratigraphique ont été présentés en détail dans la partie 2.2 de ce chapitre. Cinquante rudistes collectés dans 14 bancs le long de cette coupe. Plusieurs coquilles appartenant au même banc ont été analysés afin de moyenner la variabilité qu'il existe entre les individus.

Dans la mesure du possible, chaque échantillon a été coupé perpendiculairement à l'axe de croissance de l'organisme. Cependant, chez les Requienidae, présentant un mode de croissance trochospiralé, les longueurs de coquilles, découpées perpendiculairement à leur axe de croissance, restent limitées (Figure 2.8).

Chaque découpe est polie à l'oxyde de cérium et observée en cathodoluminescence afin d'identifier les zones préservées (non luminescentes) de coquilles qui seront prélevées pour les analyses isotopiques (Figure 2.9). Afin de s'assurer de la bonne préservation des coquilles, des analyses des éléments traces peuvent être réalisées. Toutefois, ces coquilles étant trop fines et présentant trop peu de zones non altérées (non luminescentes), la quantité de poudre carbonatée requise pour ces analyses (15 mg) n'a pas pu être satisfaite.

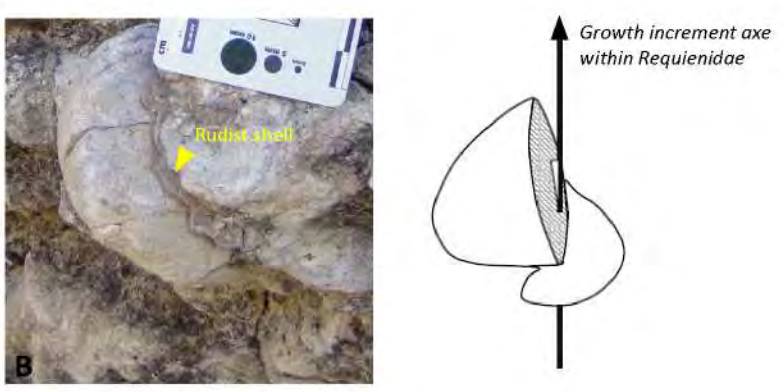


Figure 2.8 : Illustration du mode de croissance trochospiralé des Requienidae (rudistes) utilisés au cours cette étude (dessin de droite d'après Gourrat *et al.*, 2003).

Au sein des bivalves, en général, et des coquilles de rudistes en particulier, une variabilité du signal isotopique de l'oxygène a été mise en évidence (Surge *et al.*, 2001 ; Steuber *et al.*, 2005) : cette variabilité s'exprime sous la forme d'une cyclicité le long de transects perpendiculaires aux stries de croissance, a été interprétée comme le reflet de variations saisonnières de la température et du $\delta^{18}O$ de l'eau environnante corrélée à la salinité car dépendante des fluctuations du bilan évaporation-précipitations (Rosales *et al.*, 2004 ; Steuber *et al.*, 2005). Afin de moyenner la variation intra-individus inféodée aux fluctuations saisonnières de la température et du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, les coquilles ont été échantillonnées avec un dremmel et un foret de diamètre de 0,63 mm selon un transect perpendiculaire aux stries de croissance. La poudre obtenue a été mesurée en un seul échantillon par individu. En raison de la fine épaisseur des coquilles récoltées et de leur mauvaise préservation, les transects peuvent être discontinus et ne dépassent pas 0.4 mm.

Afin de préciser le cadre stratigraphique de la coupe, une partie des coquilles a également été analysée pour la composition isotopique du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$). Pour la mesure du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, 5 mg de poudre carbonatée ont été prélevés sur 5 niveaux à rudistes répartis le long de la coupe. Pour des raisons de mauvaise préservation et de taille des coquilles, les poudres de plusieurs rudistes appartenant à un même niveau ont été analysées dans le même aliquot.

Les échantillons ont été analysés pour leur composition isotopique de l'oxygène au Laboratoire Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research de Kiel à l'aide d'un spectromètre ThermoFinnigan 251 ligne Dual inlet Kiel I. La composition isotopique du Strontium a été mesurée au laboratoire Géosciences de Rennes sur un spectromètre Finnigan MAT262. La reproductibilité des analyses est de + ou – 0,08 en moyenne pour le $\delta^{18}O$, et de 0,000010 à 0,000012 pour les analyse de $^{87}Sr/^{86}Sr$

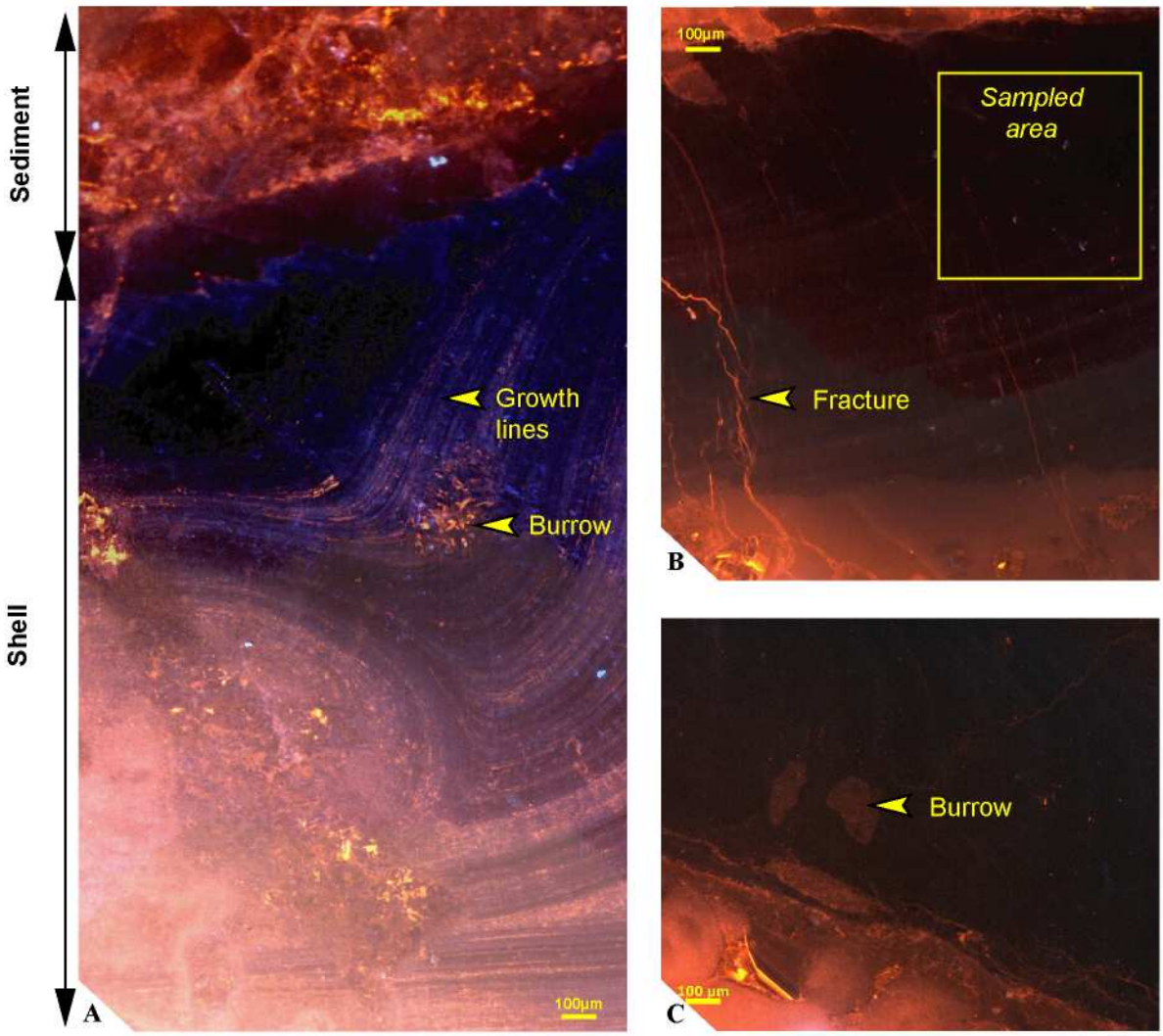


Figure 2.9 : Observation de coquilles de rudistes en cathodoluminescence. A : coquille présentant les stries de croissance (stries non luminescentes et luminescentes) ; B : coquille non luminescente fracturée. Seule la partie non luminescente est prélevée ; C : coquille bioérodée.

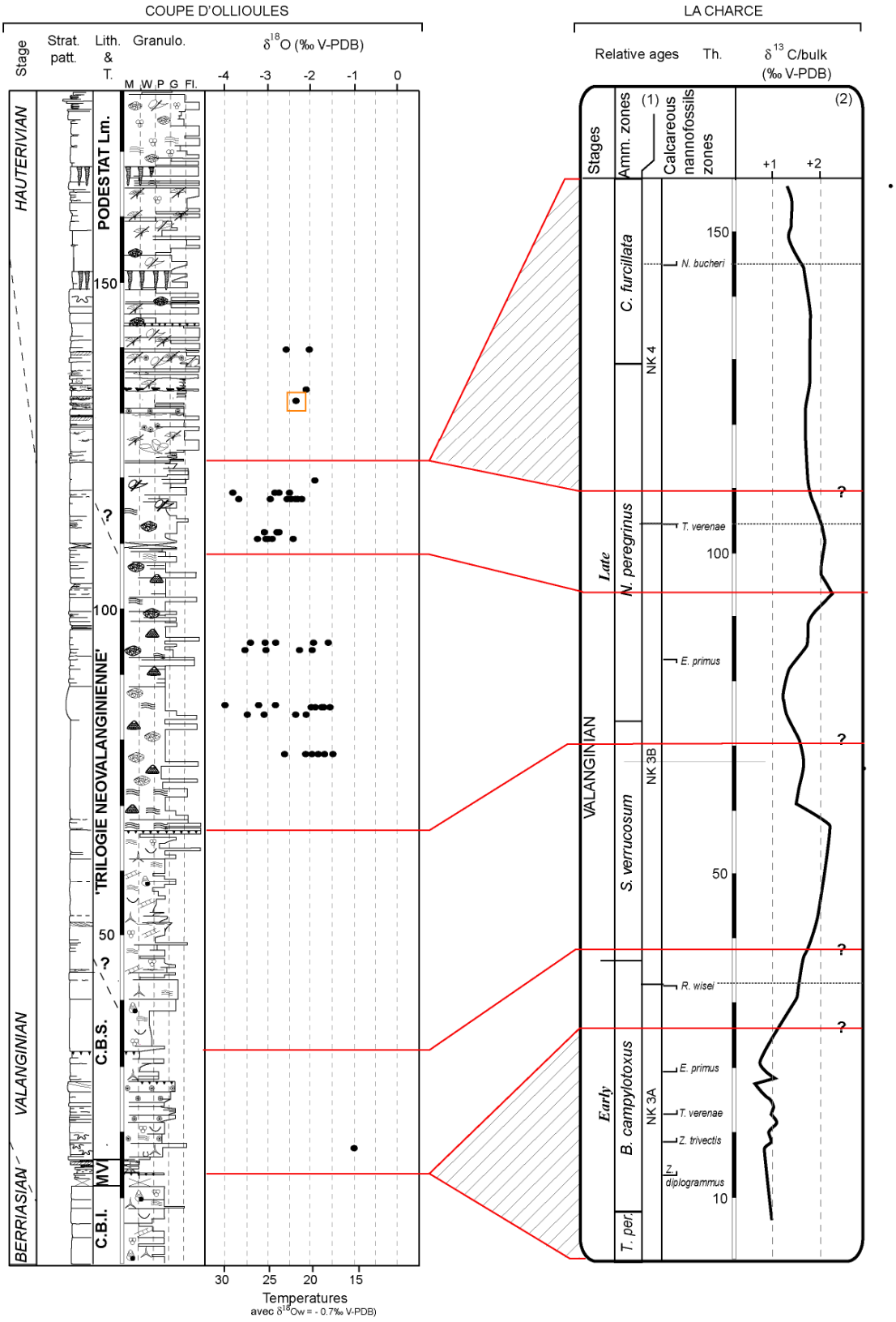


Figure 2.10 : Mesures du $\delta^{18}O$ des coquilles calcitiques de rudistes prélevés au niveau de la coupe d'Ollioules (Plate-forme Provençale). Ici, afin de préciser l'âge des dépôts, la coupe d'Ollioules a été corrélée par lithostratigraphie et chimiostratigraphie avec la coupe de Vergol/La Charce (Bonin *et al.* (soumis). (1) Reboulet *et al.*, 2009 ; (2) Hennig *et al.*, 1999 ; Gréselle *et al.*, 2011.

2.2.3.2 Résultats

a. Valeurs du $\delta^{18}O$

Le $\delta^{18}O$ analysé à partir de la poudre carbonatée des coquilles de rudistes montre des valeurs comprises entre -2.81 ‰ et -1 ‰ V-PDB (Tableau 2.1 ; Figure 2.10). Au sein d'un même niveau, les valeurs de $\delta^{18}O$ montrent des variabilités importantes qui peuvent atteindre 2,5‰. De 85 m à 92 m, l'ensemble de ces valeurs semble montrer une tendance à la diminution depuis des valeurs moyennes de -2 ‰ vers des valeurs moyennes de -2,5 ‰. Depuis 92 m jusqu'au sommet de la coupe, les valeurs de $\delta^{18}O$ semblent rester sensiblement stables autour de -2,5 ‰.

Meters	Sample names	$\delta^{13}C$ (‰ V-PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ V-PDB)	Temperatures
18	3.8-R1	1.14	-1.00	16
78	4-85-R1	1.71	-1.81	19.5
78	4.85 R2	1.63	-1.94	20
78	4.85 R3	1.59	-2.60	23
78	4.85 R4	1.24	-1.72	19
78	4.85 R5	1.77	-2.13	20.9
78	4.85 R6	1.59	-1.95	20
78	4.85 R7	1.69	-1.55	18.3
84	K -R1	2.31	-2.37	22
84	K-R2	1.61	-2.10	20.7
84	K-R3	1.25	-3.06	25
84	K-R4	1.23	-3.51	27.2
85	4.105 R1	2.41	-1.56	18.4
85	4.105 R2	1.64	-1.94	20
85	4.105 R3	2.13	-1.92	19.9
85	4.105 R4	2.26	-1.69	19
85	4.105 R5	1.67	-1.75	19.2
85,5	4.106-R1	2.63	-3.19	25.7
85,5	4.106-R2	3.16	-3.98	29.5
85,6	J-R1	2.58	-2.81	23.9
94	E-R1	1.96	-3.04	25
94	E-R2	1.81	-3.50	27.2
94	E-R3	1.03	-1.97	20.1
94	E-R4	1.04	-2.24	21.3
95	D-R1	2.06	-1.62	18.6
95	D-R2	1.54	-3.02	24.9
95	D-R3	1.14	-3.38	26.6
95	D-R4	1.06	-2.84	24
95	D-R5	1.77	-1.92	19.9
111	1-R1a	2.34	-3.01	24.8
111	1-R2	1.27	-2.89	24.3
111	1-R3	1.32	-3.23	25.9
111	1-R4a	1.98	-2.38	21.9
111	1-R5	1.69	-3.03	24.9
112	3-R1	1.50	-2.74	23.6

112	3-R2	1.66	-2.77	23.7
112	3-R3	1.57	-3.09	25.2
117	5.68 R1	2.27	-2.28	21.5
117	5.68 R2	2.30	-2.41	22.0
117	5.68 R3	1.79	-2.93	24.5
117	5.68 R5	2.59	-2.20	21.1
117	5.68 R6	2.28	-2.32	21.7
117	16-R1	1.05	-3.66	27.9
117	16-R2	2.19	-2.57	22.8
118	17-R1a	1.70	-2.84	24.0
118	17-R2b	1.53	-3.80	28.6
118	17-R3	1.52	-2.73	23.6
118	17-R4	1.37	-2.48	22.4
120	20-R1	1.89	-1.91	19.8
132	2-18 R1	1.36	-2.34	21.8
134	2-25 -R1	1.58	-2.11	20.7
140	2-33 -R1	2.20	-2.58	22.9
140	2-33-R2	2.03	-2.03	20.4

Tableau 2.1 : Valeurs du $\delta^{18}O$ des rudistes prélevés à Ollioules. Les températures ont été calculés à partir de l'équation de fractionnement de Anderson et Arthur (1983) pour un d18O de l'eau de mer égal à -0,7 ‰ établi par Zhou *et al.* (2008).

b. Valeurs du strontium

Meters	Samples	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (ppm)	Error (ppm)	Inferred age (cf. Figure 2.11)
78	4-85	0,707343	0,000011	*B. campylotoxus* (E. Valanginian)
95	D	0.707465	0,000012	Hauterivian (?)
111	1	0,707329	0,000012	*T. pertransiens-B. campylotoxus* (Earliest Valanginian)
118	17	0,707334	0,000010	*B. campylotoxus* (E. Valanginian)
132	2-18	0,707354	0,000012	Late *B. campylotoxus*-mid *N. peregrinus* (latest E. Valanginian to mid- Late Valanginian)

Tableau 2.2 : Valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des coquilles de rudistes d'Ollioules.

Les valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesurées à partir des coquilles de rudistes de ces cinq niveaux de coquilles (bioaccumulations) sont comprises entre 0.707329 et 0.707465 ppm présentant une erreur analytique contenue entre 0.000010 et 0.000012 ppm (Tableau 2.2). Les valeurs de ce rapport pour les niveaux 4-85, 1, 17 et 2-18, contenues entre 0,707329 et 0,707354 ppm, sont assez proches les unes des autres alors que les valeurs mesurées sur les rudistes appartenant au niveau D sont clairement supérieures (plus de 0.000111).

2.2.3.3 Discussion

Les valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des coquilles de rudistes ont été reportées sur la courbe de l'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer au cours du Valanginien, établie à partir de la composition isotopique du strontium de bélemnites provenant de France et d'Espagne (McArthur *et al.*, 2001). Les valeurs du rapport isotopique du strontium des rudistes analysés correspondent à un âge équivalent à la fin-*T. pertransiens* – début *B. campylotoxus* (début du Valanginien) pour les rudistes provenant du niveau 1 et 17*,* équivalent à *B. campylotoxus* (fin du Valanginien inférieur) pour les rudistes collectés dans le niveau 4-85, équivalent à la fin de *B. campylotoxus* jusqu'au milieu de *N. peregrinus* (fin du Valanginien inférieur au milieu du Valanginien supérieur) pour les rudistes issus du niveau 2-18 et, Hauterivien pour les rudistes provenant du niveau D (Figure 2.11). Malgré les incertitudes sur les âges, dérivant de l'erreur analytique sur la mesure du $^{87}Sr/^{86}Sr$ et de la pente de la courbe du $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer, les âges ne sont pas cohérents avec la succession stratigraphique de ces niveaux. En effet, l'âge Hauterivien donné par les valeurs du rapport de $^{87}Sr/^{86}Sr$ des coquilles du niveau D n'est pas concordant avec les âges valanginiens donnés par les valeurs mesurées à partir des rudistes des niveaux 4-85 et 1 qui encadrent stratigraphiquement le niveau D. Si le niveau 4-85 est le plus ancien, car positionné à la base de la coupe, les niveaux 1 et 17 présentent un âge plus vieux que ce dernier.

L'incohérence de ces âges ne peut être expliquée par une modification du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau de mer sous des incursions d'eau douces ; en effet, la valeur du rapport des eaux météoriques est plus faible que le rapport de l'eau de mer, enrichie en ^{86}Sr (*e.g.* Steuber*,* 1999). Ces analyses du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ à partir des rudistes récoltés à Ollioules supposent donc que les coquilles de ces bivalves ont été altérées postérieurement au dépôt. Ces altérations n'ont pas pu être mises en évidence lors du passage des coquilles en cathodoluminescence. Ce phénomène peut se produire lorsque (1) les recristallisations sont pauvres en éléments ferro-magnésiens (Fe) et manganèse (Mn), intégrés dans la calcite lorsque le contexte oxydo-réducteur de l'environnement y était favorable (*e.g.* Veizer, 1983 **;** Steuber, 1999) ou (2) lorsque les recristallisations sont riches en Fe, ce qui a pour conséquences d'inhiber la luminescence générée par l'élément Manganèse (Mn) sous l'action du rayon à électron de la cathodoluminescence (Richter *et al.*, 2003 ; Götte et Detlev, 2008).

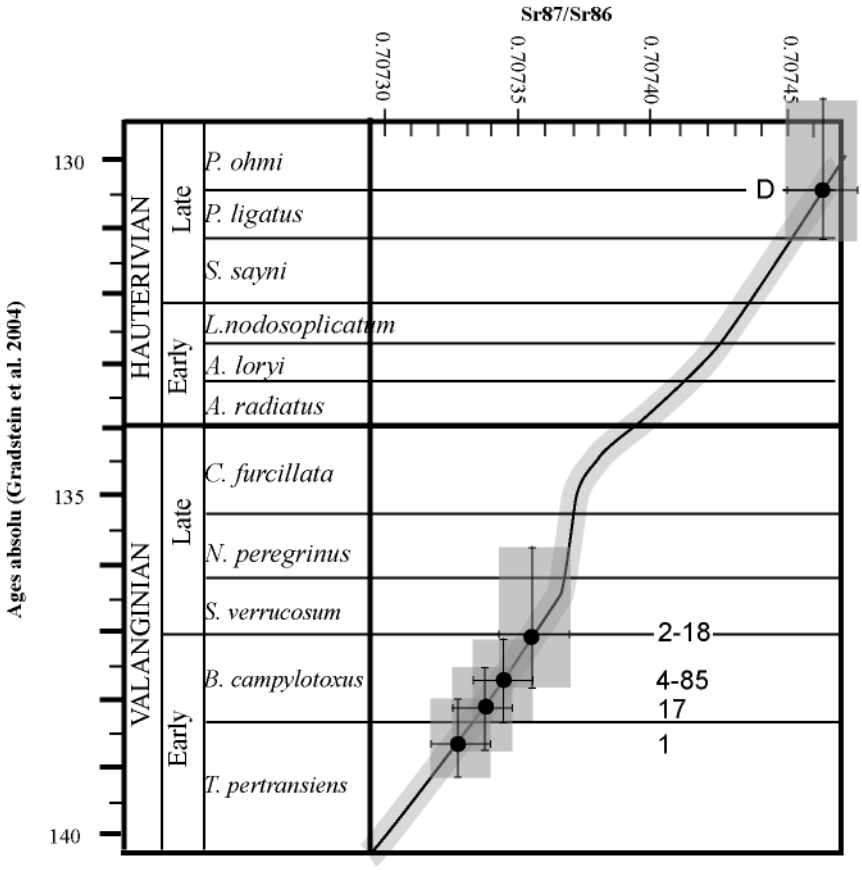


Figure 2.11 : Projection des valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ sur la courbe de référence établie par McArthur *et al.* (2001). Les valeurs mesurées sur les rudistes du niveau D ne correspondent pas aux valeurs de référence du Valanginien.

Les températures calculées à partir du $\delta^{18}O$ des rudistes bien préservés et bien calés stratigraphiquement, en utilisant l'équation d'Anderson et Arthur (1983) et un $\delta^{18}O$ de l'eau de mer de -0,8 % (Zhou *et al.*, 2008) restent dans des valeurs acceptables pour de l'eau de mer en zone intertropicale, entre 25 et 30°C de paléolatitudes (Figure 2.4). Toutefois, les âges incohérents obtenus avec le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des rudistes de la coupe d'Ollioules, impliquant des échanges isotopiques *post-mortem*, questionnent l'utilisation du $\delta^{18}O$ de ces coquilles pour la reconstruction des paléotempératures. La variabilité de 2,5‰ entre les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées sur différentes coquilles appartenant au même banc est probablement en partie due à l'altération diagenètique d'une partie des échantillons. Elle reste néanmoins inférieure ou de même ordre de grandeur que celle mise en évidence par Steuber *et al.* (2005) dans les rudistes du Crétacé inférieur. Du fait de cette forte variabilité, aucune tendance significative du $\delta^{18}O$ des rudistes ne peut être mise en évidence au cours du Valanginien.

2.2.3.4 Conclusions

Les valeurs du $\delta^{18}O$ mesurées sur les rudistes d'Ollioules montrent une forte dispersion des données entre plusieurs rudistes d'un même banc jusqu'à 2.5‰, et aucune tendance significative ne peut être dégagée au cours du Valanginien. Si les températures reconstruites à partir de la composition isotopique des rudistes, contenus entre 15°C et 30°C, restent compatibles avec des températures d'eaux de surface en zone intertropicale, les âges obtenus à partir de $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour ces coquilles sont incohérents avec leur position stratigraphique. Cette incohérence suggère l'existence d'une altération du signal isotopique originel de la calcite durant la diagenèse. Les données de $\delta^{18}O$ des rudistes de cette coupe ne seront donc pas considérées, dans le cadre de notre étude, pour les reconstitutions des paléotempératures au Valanginien.

2.3 EVIDENCE FOR A COMPLEX VALANGINIAN NANNOCONID DECLINE IN THE VOCONTIAN BASIN (SOUTH EAST FRANCE)

Résumé de l'Article Barbarin *et al.* (*soumis à Marine Micropaleontology*)

Le Valanginien est marqué par une crise de la production carbonatée pélagique qui se manifeste dès la fin du Valanginien inférieur. Cette dernière est caractérisée par une diminution des abondances au sein des assemblages à *Nannoconnus* semblant précéder l'excursion positive de $\delta^{13}C$ qui caractérise l'évènement Weissert ainsi que le refroidissement des eaux de fonds téthysiennes (McArthur *et al.*, 2007). Ce travail se focalise sur deux coupes du bassin Vocontien, la coupe de La Charce et la coupe de Vergol, dont le cadre biostratigraphique est très bien contraint par l'abondance d'ammonites et qui présentent des assemblages à nannofossiles riches et bien préservés et des microdents de poissons analysées pour leur $\delta^{18}O$.

L'abondance relative et absolue des nannofossiles du genre *Nannoconus* montre un déclin polyphasé, avec une première diminution à partir de la Zone à *B. campylotoxus* jusqu'à la sous-Zone à *S. verrucosum*, avant l'excursion positive du $\delta^{13}C$. Une seconde diminution est observée à partir de la fin de la Zone à *N. peregrinus* jusqu'à la base de la Zone à *A. radiatus* (Hauterivien inférieur), parallèlement à la progressive diminution du $\delta^{13}C$. Ces deux déclins sont séparés par une importante augmentation des abondances absolues des *Nannoconus* dès la Zone à *S. verrucosum* à la sous-Zone à *N. peregrinus*, parallèlement à une courte diminution des valeurs pendant le maximum de la courbe de $\delta^{13}C$.

D'autre part, des analyses biométriques réalisées sur ces Nannoconidés ont révélé un changement dans les tailles des espèces *N. steinmannii* et *N. kamptneri* au cours du déclin de l'abondance. Ces changements dans les abondances absolues et relatives ainsi que l'évolution des tailles des *Nannoconus* sont mis en relation avec des changements paléoenvironnementaux, principalement caractérisés par un changement climatique et des variations dans les nutriments agissant ainsi sur la profondeur de la nutricline. Une reprise de la production carbonatée semble avoir lieu pendant la phase la plus froide du système climatique enregistrée dans le bassin Vocontien (McArthur *et al.*, 2007 ; cette étude) ainsi que dans l'océan Atlantique et dans le nord de l'Italie. Ces corrélations spatiales suggèrent un caractère global de la reprise de la production carbonatée pélagique qui aurait eu lieu à une période de faible érosion continentale et d'une diminution des apports de nutriments depuis les continents jusqu'aux océans.

Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France)

Nicolas Barbarin[1,*], Aurélie Bonin[1], Emanuela Mattioli[2], Emmanuelle Pucéat[1], Henri Cappetta[3], Benjamin Gréselle[4], Bernard Pittet[2], Emmanuelle Vennin[1] and Michael Joachimski[5]

[1] UMR CNRS 5561 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France, barbarin@cerege.fr, aurelie.bonin@u-bourgogne.fr, emmanuelle.puceat@u-bourgogne.fr, emmanuelle.vennin@u-bourgogne.fr

[*] Present address: CEREGE, UMR CNRS 6635, Université Aix-Marseille, Europôle Méditerranéen de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France, barbarin@cerege.fr

[2] UMR CNRS 5276 LGL - TPE, Université Claude Bernard Lyon 1, Ecole Normale Supérieure Lyon, Campus de la Doua 69622 Villeurbanne cedex, France, emanuela.mattioli@univ-lyon1.fr, bernard.pittet@univ-lyon1.fr

[3] UMR CNRS 5554, Institut des sciences de l'évolution, Université Montpellier 2, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France, henri.cappetta@univ-montp2.fr

[4] Institut EGID, Bordeaux 3, 1 allée Daguin, F-33607 Pessac Cedex, France, benjamin.greselle@egid.u-bordeaux3.fr

[5] GeoZentrum Nordbayern, Universität Erlangen- Nürnberg, Schlossgarten 5, 91054 Erlangen, Germany, joachimski@geol.uni-erlangen.de

[1,*], corresponding author: Nicolas Barbarin, barbarin@cerege.fr

Keywords: Nannoconid decline, Valanginian, Vocontian basin, biometry, oxygen isotopes, paleoceanography.

Highlights

> The Valanginian nannoconid decline is a polyphased event in terms of abundances and sizes.

> These patterns seem related to changes in thermocline/nutricline depth.

> The Valanginian nannoconid recovery event seems to have a global character.

Abstract

The Early Cretaceous is punctuated by widespread carbonate production crises. These carbonate crises are characterized in the pelagic realm by a decrease in *Nannoconus* relative abundance in the calcareous nannofossil assemblages. The Valanginian *Nannoconus* decline started before the positive $\delta^{13}C$ excursion characterizing the Weissert event. We investigated the nannoconid decline in two sections of the Vocontian Basin, La Charce and Vergol, which are biostratigraphically well-constrained with well-preserved calcareous nannofossils. Absolute and relative abundances of *Nannoconus* show a polyphased decline, with a first decrease in the interval from the Campylotoxus to the Verrucosum Ammonite Subzones before the positive $\delta^{13}C$ shift, and a second decrease from the end of the Peregrinus to the base of the Radiatus Ammonite Zones concomitant with the long-term decrease in $\delta^{13}C$. These two declines are separated by an important increase in the *Nannoconus* abundance from the Verrucosum to the Peregrinus Ammonite Subzones concomitant with a slight short-term decrease of $\delta^{13}C$. Biometric analysis shows size changes of *N. steinmannii* and *N. kamptneri* along the nannoconid decline. The patterns of abundances and size changes seem to be related to paleoenvironmental changes, mainly characterized by a temperature decrease and variable nutrient supply, which in turn triggered changes in thermocline/nutricline depth. The described Valanginian nannoconid recovery seems to occur during the most intense phase of the cooling event and is recorded in the Vocontian basin as well as in the Atlantic and Tethys Oceans. These spatial correlations suggest a global character for the Valanginian nannoconid recovery event.

1. Introduction

The Valanginian is marked by a 1.5 to 2 ‰ positive carbon isotope excursion (CIE) in carbonate material, the Weissert event (Erba *et al.*, 2004). This excursion is concomitant to a carbonate production crisis both in neritic and pelagic domains (Weissert *et al.*, 1979; Erba and Tremolada, 2004; Föllmi *et al.*, 2006) and occurrences of organic carbon enriched sediments (Channell *et al.*, 1993; Weissert *et al.*, 1998; Reboulet, 2001; Weissert and Erba, 2004). These beds are represented in the Vocontian basin by the Barrande layers (Reboulet *et al.*, 2003)**.** Climatic and biotic perturbations occurred in the Valanginian oceans, namely a significant cooling suggested both by faunal and floral migrations (Kemper and Schmitz, 1981; Kemper, 1987; Hoedemaeker, 1990; Mutterlose and Kessels, 2000; Melinte and Mutterlose, 2001), by the occurrence of glendonites at high latitudes (Price, 1999) and by the geochemical records of fish teeth and belemnites (Pucéat *et al.*, 2003; McArthur *et al.*, 2007). Although age constraints are still uncertain (Odin and Odin, 1990;

Channell *et al.*, 1995; Gradstein *et al.*, 2004; Ogg *et al.*, 2008), some studies tentatively relate these events to volcanic activity in the Paranà-Etendeka trapps (South America and South Africa; approximately 134.7 ± 1 Ma) (Renne *et al.*, 1992; Weissert *et al.*, 1998; Erba *et al.*, 2004; Weissert and Erba, 2004; Thiede and Vasconcelos, 2010) or to the 132 Ma old Comei-Bunbury large igneous province (LIP) (Zhu *et al.*, 2009).

Calcareous nannoplankton were important primary producers in the pelagic realm and were highly diversified in the Cretaceous (Berger and Roth, 1975). Among these, *Nannoconus* (*incertae sedis*) is represented by robust nannoliths commonly recorded in Cretaceous rocks (Noël and Busson, 1990; Bown *et al.*, 1998). Nannoconid relative abundance dramatically decreased in the nannofossil assemblage during the Weissert event (Bersezio *et al.*, 2002; Erba *et al.*, 2004; Erba and Tremolada, 2004; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007; Bornemann and Mutterlose, 2008). This decline seems to have started before the positive shift in $\delta^{13}C$ and persisted during an interval corresponding to magnetic chrons CM12 through CM10 (Erba and Tremolada, 2004).

A morphological shift from specimens with “narrow canal” to “wide canal” *Nannoconus* has been observed in association with the nannoconid decline (Erba and Tremolada, 2004; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007), however nothing is known so far about species-specific changes within the nannoconid group, nor about changes in *Nannoconus* size. Yet identification of such changes is crucial to better constrain the evolution of pelagic carbonate production during the Weissert event, as these large-sized nannoliths were the main carbonate producers during the Early Cretaceous (Noël and Busson, 1990; Busson and Noël, 1991). Carbonate production changes are linked to climate, and therefore need to be well constrained in order to understand the carbon cycle perturbation occurring during the Weissert event (Bown, 2005; Erba, 2006; Godderis *et al.*, 2006). In addition, organism size is an important biologic parameter that often expresses environmental/climatic perturbations (nutrient supply, temperature, salinity…) (Roy *et al.*, 2001; Brown *et al.*, 2004; Woodward *et al.*, 2005; Schmidt *et al.*, 2006; Bollmann *et al.*, 2009).

This work presents new data on relative and absolute abundances, species richness and biometry of different species of the genus *Nannoconus* in the Valanginian. We studied two sections outcropping in the Vocontian basin that were deposited in hemipelagic environments. These environments were very sensitive to weathering changes and related continent-derived nutrient flux (Reboulet *et al.*, 2003; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007; Gréselle and Pittet, 2010). The studied sections, Vergol and La Charce, are characterized by an excellent biostratigraphical control (Reboulet, 1996; Reboulet and Atrops, 1999; Hoedemaeker *et al.*, 2003; Reboulet *et al.*, 2006; 2009). Our micropaleontological results are then compared to the evolution of both previously published geochemical temperature proxy data and newly acquired fish tooth $\delta^{18}O$. These comparisons are

used to discuss environmental and climatic perturbations characterizing the nannoconid decline, which occurred during the Weissert event..

2. Materials and methods

2.1 GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHY

The Vergol and La Charce sections are located in the central part of the Vocontian basin of southeast France, at a distance of ~30 km from each other (Figure 1a). Both outcrops are well-studied and the abundant record of macro- and microfossils provides a good biostratigraphic frame (Magniez-Jannin and Dommergues, 1994; Reboulet, 1996; Reboulet and Atrops, 1999; Janssen and Clement, 2002; Gardin, 2008; Reboulet *et al.*, 2009). The sections are characterized by continuous sedimentation from Valanginian to Hauterivian. Precise lithologic and biostratigraphic correlations exist between these two sections from the Petransiens to the Furcillata Ammonite Zones (Cotillon *et al.*, 1980; Gréselle *et al.*, in press).

The Vocontian basin was surrounded by carbonate platforms including the Jura platform to the north, the Vivarais platform to the west and the Provence platform to the south (Wilpshaar *et al.*, 1997; Reboulet *et al.*, 2003; Fesneau *et al.*, 2009; Gréselle and Pittet, 2010). Sediments are bioturbated marl-limestone alternations (Cotillon *et al.*, 1980), occasionally interrupted by slumps (Atrops and Reboulet, 1995). Vergol and La Charce sections are tied together in a composite section as proposed by Gréselle and Pittet (2010; Figure 1b). Nannofossil absolute abundance, assemblage composition and preservation are comparable in both sections.

2.2 SAMPLE PREPARATION

Stable isotopes

Fifty fish remains, consisting of millimetre-size teeth, cuspid fragments and one cutaneous cuticule were picked from the 125-500 µm fraction of 20 marly levels from the La Charce section. The sediments (about 10 kg per level) were degraded over 24 hours in acetic acid 10 % before sieving. Of the 20 studied levels, only 9 levels grouped in 5 samples (Figure 1b) yielded enough material (4 to 15 fish elements) to perform analyses. The fish remains were taxonomically determined at the genus level (Table 1). All identified elements appear to belong to demersal fishes and sharks according to the Cappetta (1987) taxonomic determination. Eleven cuspids belong to an undetermined group which was likely endemic to the Vocontian Basin. Their shapes are comparable to the Squatinidae group (except for the apron), with a relatively flat basal face, a cuspid perpendicular to the tooth base and a pair of lateral cusplets. Their originality is the presence of two labial protuberances of the

root. This character is close to the morphology of the Symmoridae family, a Paleozoic selachian group. The dental morphology of these selachians also argues for a necto-benthic life-style.

Samples	Specimen determination	Elements	Number of specimens	$\delta^{18}O$, ‰ V-SMOW	Temperature, °C	
					$\delta^{18}O_{water}$ =	
					-1 ‰	-0.7 ‰
	Scyliorhinidae	cuspid	1			
	Paraorthacodontidae	cuspid	1			
I	Actinopterygian	cuspid	1	22.01	21.4	22.7
	undetermined	cuspid, cuspid fragments	11			
II	undetermined	cuspid	5	21.96	21.6	22.9
		cuspid fragment	5			
III	*Chlamydoselachus?*	cuspid	1	22.73	18.4	19.6
	undetermined	cuspid fragment	2			
	Symmoriidae	cuspid	2			
	Actinopterigian	cuspid	1			
IV	Squalidae ind.	cuspid	4	22.53	19.2	20.5
	undetermined	cuspid fragment	3			
	Orectolobiforms	cuspid	2			
	Squalidae ind.	cuspid	1			
V	undetermined	cuspid fragment	8	22.63	18.8	20.0
		cutaneous denticular	1			

Table 1. Description and oxygen isotope compositions of the La Charce fish samples.

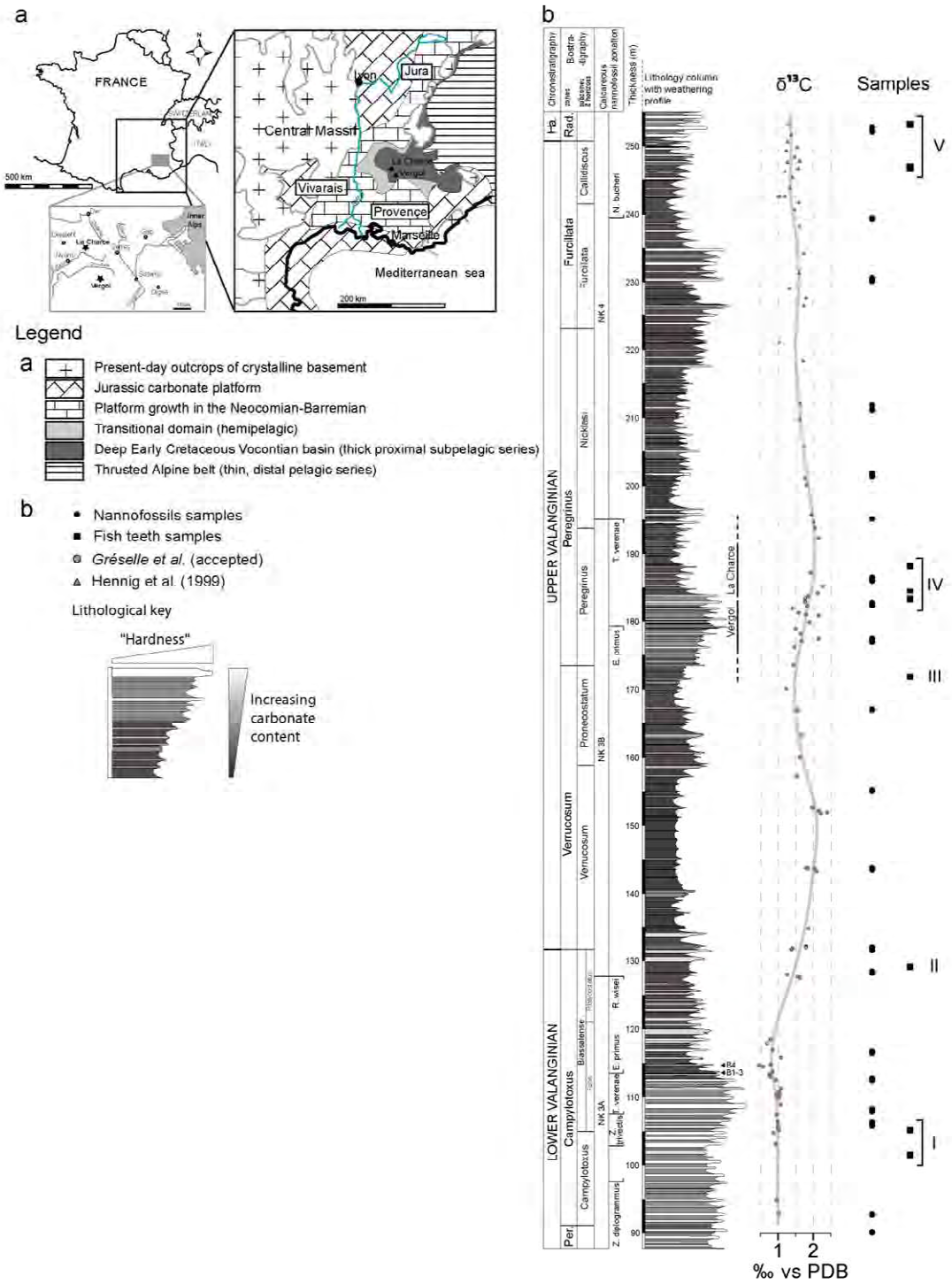


Figure 1. (a) Geographic location of the studied sections and paleogeography of the Vocontian basin in the Early Cretaceous, modified after Fesneau *et al.* (2009) and Ferry (1991). (b) Stratigraphy of the composite section of Vergol and La Charce (Gréselle and Pittet, 2010) and positions of samples in which calcareous nannofossils (left) and fish teeth (right) were studied. $\delta^{13}C$ data from Hennig *et al.* (1999) and Gréselle *et al.* (in press). Nannofossil zones are established according to the work of Bralower *et al.* (1989; 1995). The symbols I to V represents the concatenate layers of fish teeth samples.

Oxygen isotope analyses of fish remains were performed at the North Bavarian Center of Earth Sciences (University of Erlangen-Nürnberg/Germany). The apatite samples were dissolved in nitric acid and chemically converted into Ag_3PO_4 using a modified version of the method described by O'Neil *et al.* (1994). Oxygen isotope ratios were measured on CO using a High Temperature Conversion Elemental Analyzer (TC-EA) connected online to a ThermoFinnigan Delta plus mass spectrometer (for details see Joachimski *et al.* (2009)). Oxygen isotope compositions of fish tooth apatite are reported in the delta notation relative to V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). All data have been normalized using a value of NBS120c of 22.6 ‰ (Vennemann *et al.*, 2002; Joachimski *et al.*, 2009; Pucéat *et al.*, 2010). Reproducibility of analyses (1σ) was better than ± 0.2 ‰.

Calcareous nannofossils

Samples were collected from marl-limestone couplets and are regularly distributed along the composite section (Figure1b). Slide preparation was performed by applying the random-settling technique (Beaufort, 1991; Williams and Bralower, 1995; Geisen *et al.*, 1999), allowing absolute quantification of nannofossils per gram of rock. Briefly, a homogeneous suspension is made with a small amount of rock powder (~20 mg) and water. The suspension is left in a settling device for 24 hours for decantation. After deposition of the powder on a glass slide, water is very slowly evacuated. Once dried, slides are mounted on microscope slides using Rhodopass. Slides were observed under a ZEISS AXIOSKOP 40 polarizing light microscope at a magnification of 1000x. *Nannoconus* abundance and size was studied in 37 samples. In each slide, between 50 and 100 well-recognizable specimens of *Nannoconus* were counted in a variable number of fields of view, and at least 30 specimens were measured. Nannofossils images were captured using a MOTICAM 2000 camera mounted on a light microscope connected to a PC with MC CAMERA11 Software. At the microscope magnification of 1000x the average pixel scale is 11.7 pixel.μm^{-1} (1 pixel = 0.0832 µm in X and 0.0883 µm in Y). An average measurement error of 0.198 ± 0.09 µm is obtained by repeated measurements on nine specimens.

Biometry is applied to four descriptive variables on nannoconid lateral views (Bornemann et al., 2003), namely the length (*L*), the maximum and the minimum width (*Wmax* and *Wmin*), and the width of the central canal (*Wcanal*; Figure 2). In total, 1314 specimens were measured and we acquired 5256 measurements.

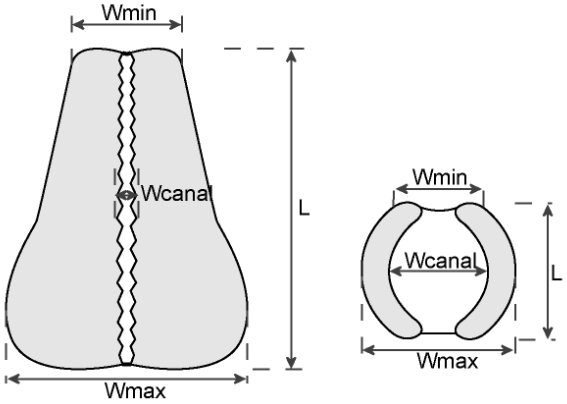


Figure 2. Descriptive variables of *Nannoconus*. Here *N. steinmannii* (left) and *N. globulus* (right) are shown as examples. Abbreviations: Wmin = minimal width, Wmax = maximal width, Wcanal = width of the central canal and L = length.

Bulk $CaCO_3$ content

Wt% $CaCO_3$ was measured using the "Dietrich-Fruhling" calcimeter. The $CaCO_3$ content in bulk rock is estimated according to the volume of CO_2 released from 300 mg of sediment powder dissolved by 10 ml of HCl (1N). The $CaCO_3$ content is estimated using successively three formulae. The first one gives the volume of released CO_2 (ml): $CO_2 = (V*(P-Ps)*273) / (760*(273+T))$. Where V is the volume of observed CO_2 release (ml ± 0,2 ml), P is the pressure (mm of Hg), Ps is the correction factor of saturation pressure (Torr) and T is the temperature (°C). The second formula gives the percentage of released CO_2: $\%CO_2 = (CO_2 *44*100) / (22414*M)$. Where M is the mass of powder (g). And the last formula gives the percentage of $CaCO_3$ content: $\%CaCO_3 = \%CO_2*2.273*f$. Where f is the correction factor. The correction factor takes into account the analytic error (balance, calcimeter) and the operator error (gas volume lecture, weighting). It is computed after repeated measurements of $CaCO_3$ on pure $CaCO_3$ powder (98%) and compared with the standard value. In this work the mean correction factor is 1,0101.

2.3 MIXTURE ANALYSIS

Several *Nannoconus* sub-species have been described in the literature according to their variable size: *N. globulus globulus* (width 8-14 µm, height 6-12 µm; Brönnimann, 1955) and *N. globulus minor* (width 4-8.5 µm, height 3-6 µm; Bralower *et al.*, 1989)*, N. kamptneri kamptneri* (length >10 µm; Bralower *et al.*, 1989) and *N. kamptneri minor* (length <10 µm; Bralower in Bralower *et al.*, 1989), *N. steinmannii steinmannii* (length >10µm; Kamptner, 1931) and *N. steinmannii minor* (length <10 µm; Dérès and Achéritéguy, 1980). In this study it was difficult to distinguish clearly the sub-species because of the existence of a size continuum. We therefore used an approximate

Length/Width ratio (Dérès and Achéritéguy, 1970, 1980). The "*minor*" sub-species tend to be stocky and "*major*" sub-species tend to be elongated.

Mixture analysis (Harper, 1999) is based on a maximum-likelihood method for estimating the parameters (mean and standard deviation) of two, or more, normal (gaussian) distributions. It has been used here to test the hypothesis of statistical significant difference between *Nannoconus* sub-species for each variable measured. PAST program (Hammer *et al.*, 2001) uses the Expectation Maximization algorithm (Dempster *et al.*, 1977), in which the higher is the loglikelihood value, the better is the solution, and the Akaike Information Criterion (Akaike, 1974), where minimum values indicate the best-fit solution without overfitting.

2.4 ABSOLUTE ABUNDANCE AND ERROR BARS

Between 50 and 100 specimens of *Nannoconus* were counted in each slide and the absolute abundance was computed using the equation of Geisen *et al.* (1999): X = (N*V) / (M*A*H). Where X is the absolute abundance in number of specimens per gram or rock, N is the number of counted specimens, V is the water volume used for the suspension in the settling box (ml), M is the mass of the rock powder used in the suspension (g), A is the area of a field of view in the slide (cm^2) and H is the water height over the slide (cm). Hence confidence interval for absolute abundance was calculated using the classical χ^2-based statistics (Zar, 1999).

2.5 MATHEMATICAL SMOOTHING

Statistical smoothing methods assist in the identification of important and non-obvious structure in complex datasets, but sometimes trends are generated that could be spurious sampling artifacts (Marron and Chaudhuri, 1998a; Rondonotti *et al.*, 2007; Morton *et al.*, 2009). A smoothing either computes a local average or locally fits a function indexed by a "smoothing parameter", a "window width" or a "bandwidth" called *h* (Marron and Chaudhuri, 1998b, a; Rondonotti *et al.*, 2007). Here, we use an approach with MATLAB® software: the penalized spline regression or P-spline (Ruppert *et al.*, 2003). P-spline is a semiparametric smoothing regression fitted by least-squared with a roughness penalty (Eilers and Marx, 1996; Ruppert, 2002; Ruppert *et al.*, 2003). The method uses piecewise polynomial function at fixed "knots" and reduces in size towards zero the jumps at all knots by using a penalty function (Ruppert and Carroll, 1997; Ruppert, 2002). This penalty function is imposed to spline coefficients by the software to achieve a smooth fit (Kauermann *et al.*, 2009). This method gives by default an optimal curve fitted to the data with the 95 % confidence interval and the 95 % prediction interval.

3 Results

3.1 ISOTOPE GEOCHEMISTRY

Fish tooth $\delta^{18}O$ values range between 22.0 and 22.7 ‰ (Table 1). The lowest $\delta^{18}O$ values of about 22.0 ‰ are observed during the Campylotoxus Ammonite Zone (

Figure 3). The sample from the Verrucosum Zone yields the highest value of 22.7 ‰. The two samples from the Peregrinus and Furcillata Ammonite Zones present similar values of 22.5 and 22.6 ‰ respectively.

3.2 NANNOFOSSIL PRESERVATION

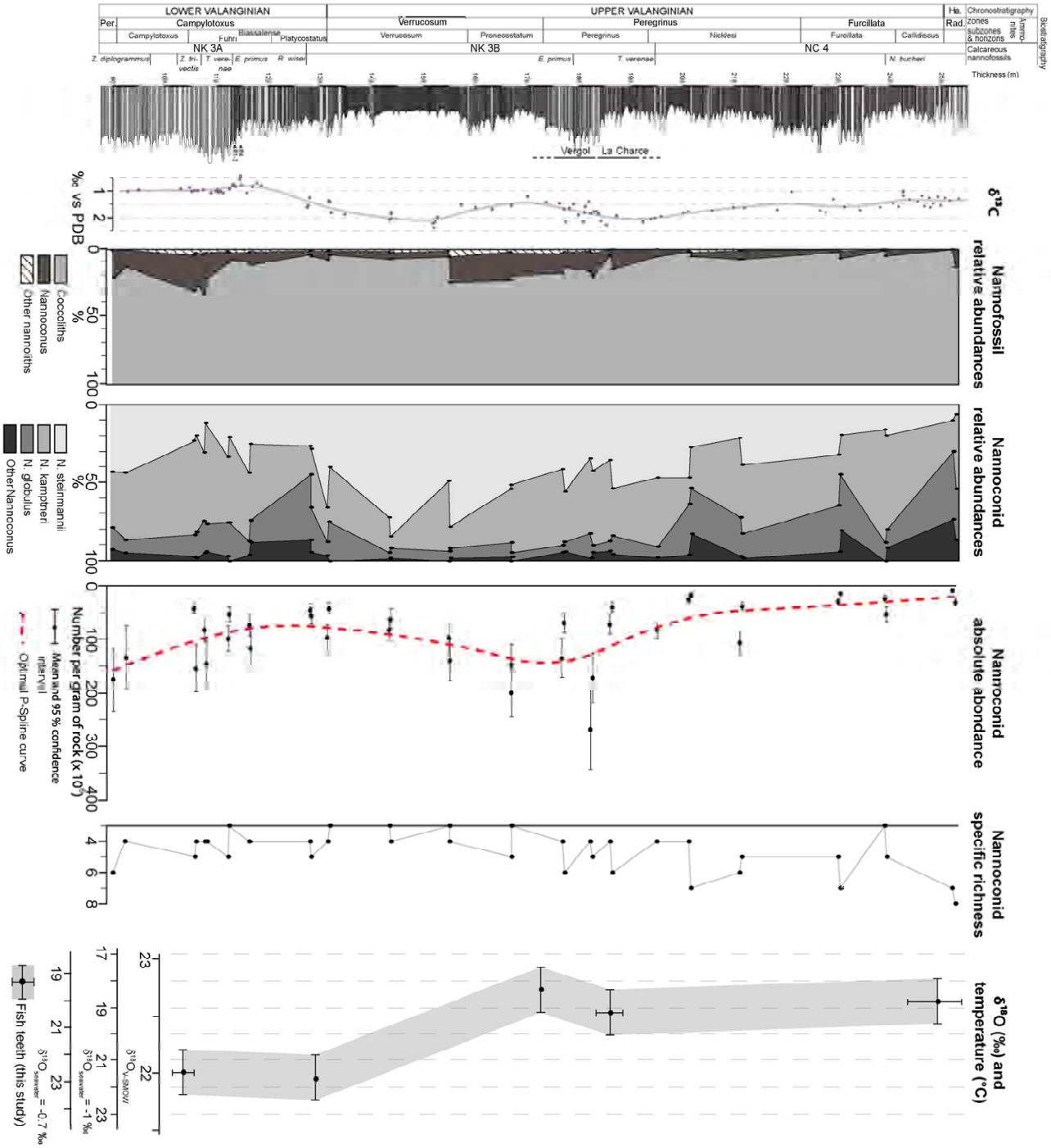
In the Vergol and La Charce sections, calcareous nannofossil preservation, checked both in optical microscope and SEM, is generally good (Figure 4). Delicate coccoliths, like *Staurolithites* or *Zeugrhabdotus*, show pristinely preserved central area structure. *Nannoconus* preservation is generally good and both shape and structure are preserved. Mechanical fragmentation can occur during compaction of sediments or powdering of the sample (Noël and Busson, 1990; Busson and Noël, 1991). Fragmented *Nannoconus* represent in our samples a very small proportion of the studied population that has not been taken into account for measurements.

3.3 NANNOCONUS ASSEMBLAGES AND ABSOLUTE ABUNDANCES

Nannoconid assemblages are dominated by three species: *N. steinmannii*, *N. kamptneri* and *N. globulus* representing on average 95 % of the total population. In detail, the average assemblage in the studied samples is composed of 43 % *N. steinmannii* (*n* = 561), 39 % *N. kamptneri* (*n* = 510), and by 13 % *N. globulus* (*n* = 173). The other species representing less than 5 % on average are: *N. cornuta, N. colomii, N. quadratus, N. broennimannii, N. bermudezii, N. dolomiticus, N. bucheri, N. bonetii,* and few specimens tentatively attributed to *N. circularis* were also recorded (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**5).

Figure 3 (next page). Stratigraphic distribution of nannoconids and coccoliths in relative cumulated abundance and in absolute abundance and species richness. $\delta^{13}C$ values are from Hennig *et al.* (1999) and Gréselle *et al.* (in press).

Temperatures are calculated this work from the $\delta^{18}O$ of fish teeth using the equation of Pucéat *et al.* (2010) and a $\delta^{18}O$ of seawater of -1 or -0.7‰. B1 to B4 indicate the Barrande layers 1 to 4 (Reboulet *et al.*, 2003).



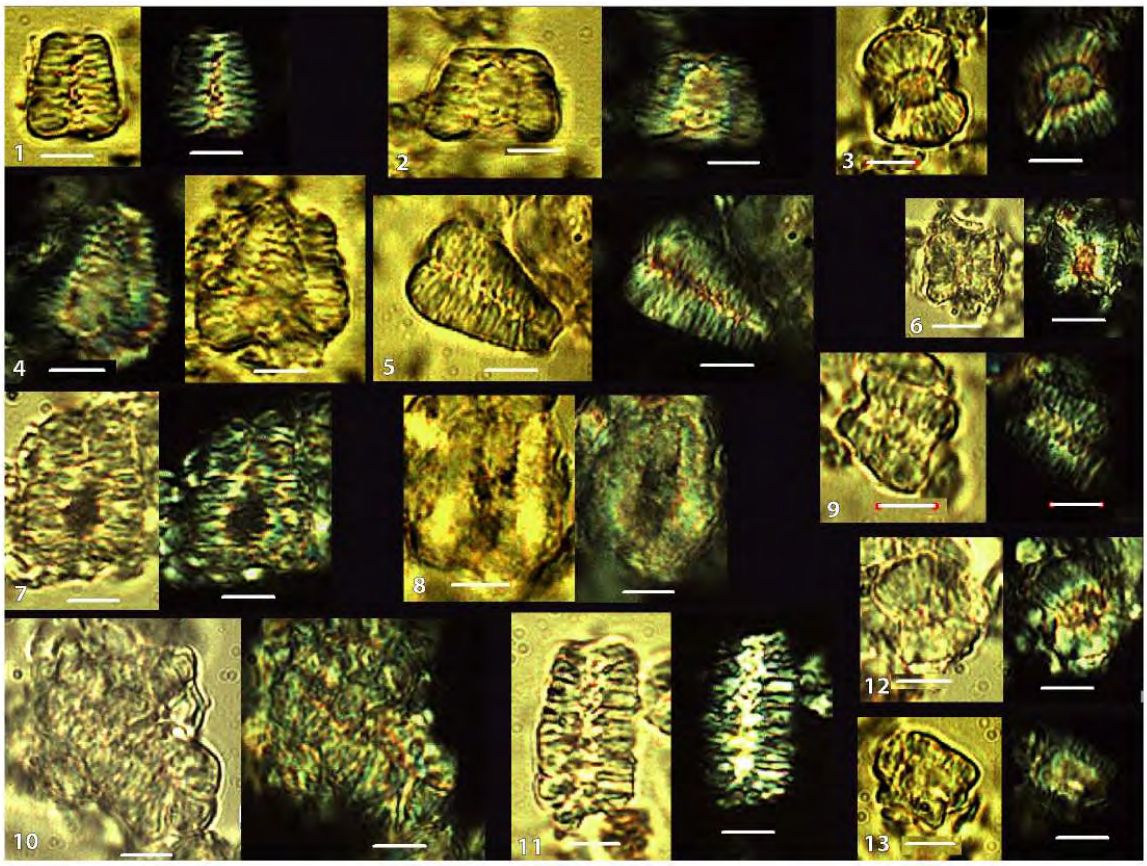


Figure 4. Micrographs of different species of *Nannoconus* both in non-polarised and polarised optical light. White bars = 4µm. 1. *N. steinmannii minor*, 2. *N. broennimannii*, 3. *N. globulus globulus*, 4. *N. bucheri*, 5. *N. steinmannii steinmannii*, 6. *N. cornuta*, 7. *N. colomi*, 8. *N. kamptneri kamptneri*, 9. *N. kamptneri minor*, 10. *N. bermudezii*, 11. *N. dolomiticus*, 12. *N. globulus minor* and 13. *N. quadratus*.

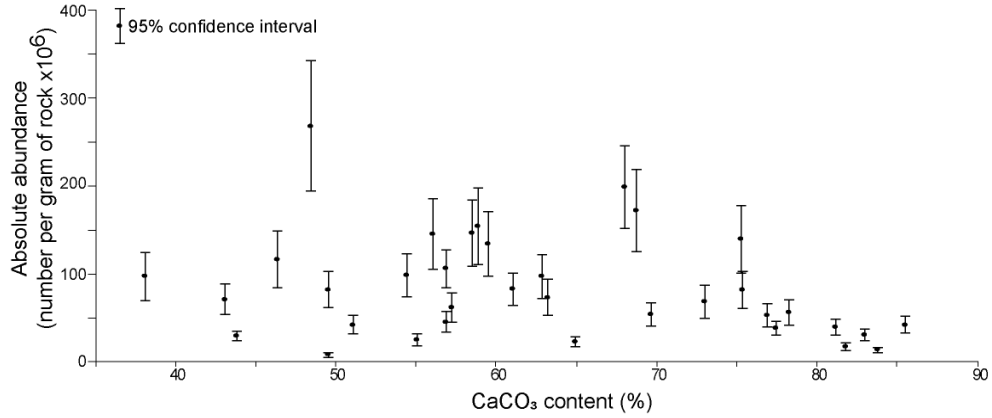


Figure 5. Absolute abundance of nannoconid plotted against the calcium carbonate percentage.

Nannoconus absolute abundance tends to increase with increasing calcium carbonate content of the rock up 68 % $CaCO_3$ but this trend is not recognized as significant by our statistical treatment (*p(uncorr)*≈0.075, r_s Spearman correlation test with one outlier excluded from the analysis). Then, for higher values of $CaCO_3$ abundance values significantly decrease (*p(uncorr)*≈0.001, Spearman test) (Figure 5). This trend is already known for *Nannoconus* (Noël and Busson, 1990; Busson and Noël, 1991) and is commonly observed for other Mesozoic *incertae sedis* (for example, *Schizosphaerella* (Mattioli and Pittet, 2002)).In the Biassalense Ammonite Subzone, *N. kamptneri* and *N. globulus* represent an important constituent of the nannoconid assemblage. However in the subsequent Verrucosum Ammonite Subzone there is an increase in the percentage of *N. steinmannii,* which represents up to 80 % of the nannoconid assemblage in some samples of this age (

Figure **3**). Upwards, a slow decrease in *N. steinmannii* and an increase in *N. kamptneri* and *N. globulus* are recorded from the end of the Verrucosum Ammonite Zone to the basal Radiatus Ammonite Zone.

Concerning absolute abundance, nannoconids are ten times less abundant than coccoliths in the Vergol and La Charce sections (Reboulet *et al.* (2003); this work). The observed trends of nannoconid absolute abundance indicate three phases: 1) An initial nannoconid decline (from ~ 190.10^6 specimens per gram of rock to ~ 60.10^6 specimens per gram of rock) from the Biassalense Ammonite Subzone to the beginning of the Verrucosum Ammonite Subzone (

Figure **3**). 2) A recovery period from the end of the Verrucosum Ammonite Subzone to the beginning of the Peregrinus Ammonite Subzone (highest value ~ 270.10^6 specimens.g^{-1}). 3) A second, more important decline from the Peregrinus Ammonite Subzone to the basal Radiatus Ammonite Zone (~ 30.10^6 specimens.g^{-1}). These trends are statistically tested with the P-Spline regression with respect to the number of analyzed samples (

Figure **3**). The P-spline regression shows a significant first decrease (90-120 m) in the Campylotoxus Ammonite Zone, a significant first increase (125-150 m) in the Verrucosum Ammonite Subzone and a significant decrease after the Peregrinus Ammonite Subzone.

The general evolution of the nannoconid species richness (

Figure **3**; see additional material in the appendix) shows relatively stable values between three and five species from the Campylotoxus Ammonite Zone to the end of the Verrucosum Ammonite Zone (*p(uncorr)*≈0.09, r_s Spearman test). This is apparently followed by an increase from the Peregrinus Ammonite Zone to the basal Radiatus Ammonite Zone (four to eight species, *p(uncorr)*≈0.04, r_s Spearman test). *Nannoconus steinmannii*, *N. kamptneri* and *N.globulus* are

persistently recorded species whereas *N. cornuta, N. colomii, N. quadratus, N. broennimannii, N. bermudezii, N. dolomiticus, N. bucheri, N. bonetii* and *N. circularis* are not regularly present in assemblages.

3.4 BIOMETRY

Nannoconid mean sizes measured in this work are smaller than those of the literature (see Tables 2 and 3). Biometric studies on this genus are rare (Brönnimann, 1955; Dérès and Achéritéguy, 1980; Bralower *et al.*, 1989; Ozkan-Altiner, 1999; Bornemann *et al.*, 2003) and often they only concern maximum length and width (Table 3). Mixture analysis was applied to all the specimens of the three most abundant species: *N. steinmannii*, *N. kamptneri* and *N. globulus*. For all the parameters measured, the mixture analysis tests (maximum-likelihood and Akaike Information Criterion) show a better fit with a single normal distribution, therefore indicating that data are log-normal distributed (Figure 6).

There is non-obvious correlation between the calcium carbonate content and nannoconid size. For this reason and in order to have an average size value for each marl-limestone alternation, nannoconid measurements of specimens coming from the two lithologies were pooled. For length measurements, a mean of 30 specimens per alternation have been counted respectively for *N. steinmannii* and *N. kamptneri* (Figure 7). According to *Erba* (1994), *N. steinmannii* is a narrow-canal nannoconid and *N. globulus* a wide-canal nannoconid. According to our biometric study (Table 2), we propose *N. kamptneri* as an intermediate-canal nannoconid.

Nannoconid length trends are statistically tested with respect to the number of analyzed samples with the P-Spline regression. Smoothing regressions are done on the logarithm of the length because this variable is log-normal distributed. Significant trends and fluctuations appear when applying statistical smoothing for the two main species (Figure 7) : *N. steinmannii* has a significant increase in size around 180 m, near the transition from the Pronecostatum to the Peregrinus Ammonite Subzones. This is followed by a small decrease and a second increase at the end of the Nicklesi Ammonite Subzone. *Nannoconus kamptneri* shows a significant increase in size from the Pronecostatum to the Nicklesi Ammonite Subzones.

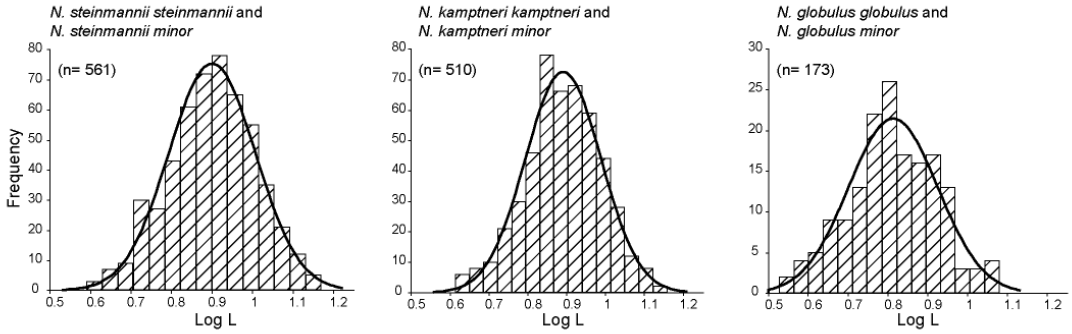


Figure 6. Frequency distribution of the length values (Log L) for *N. steinmannii*, *N. kamptneri* and *N. globulus.* Mixture analysis indicates a single normal distribution (black curves).

Species	*n*	L				Wmax		Wmin		Wcanal	
		Mean	*Std. dev.*	*Min.*	*Max.*	*Mean*	*Std. dev.*	*Mean*	*Std. dev.*	*Mean*	*Std. dev.*
N. bermudezii	5	15.03	2.25	11.70	18.55	7.34	1.02	5.39	1.12	0.78	0.19
N. broenimannii	23	8.00	1.28	6.14	11.25	8.54	1.03	5.83	0.81	2.58	0.88
N. bucheri	4	9.39	1.58	6.91	10.88	9.24	1.78	5.94	0.92	3.07	1.32
N. colomii	5	10.00	1.79	7.89	12.32	7.92	0.84	5.64	0.89	0.53	0.04
N. cornuta	16	8.67	1.56	6.16	13.17	8.31	1.20	6.24	1.13	2.08	0.67
N. dolomiticus	3	13.26	1.44	11.48	15.00	7.69	0.80	5.61	0.41	1.57	0.44
N. globulus	**173**	**6.74**	**1.70**			**8.88**	**1.49**	**6.41**	**1.26**	**2.48**	**0.76**
N. globulus g.	53	8.39	1.49	5.07	12.04	9.78	1.21	7.07	1.09	2.98	0.86
N. globulus minor	120	6.01	1.21	3.36	9.09	8.49	1.43	6.12	1.21	2.25	0.59
N. kamptneri	**510**	**7.95**	**1.74**			**7.35**	**1.03**	**5.13**	**0.85**	**1.71**	**0.44**
N. kamptneri k.	96	10.20	1.42	6.56	14.40	7.83	1.04	5.33	0.91	1.85	0.52
N. kamptneri minor	414	7.43	1.34	4.10	11.33	7.23	0.99	5.08	0.83	1.67	0.42
N. quadratus	14	7.13	1.10	5.49	9.11	7.66	0.99	5.96	0.71	2.94	0.68
N. steinmannii	**561**	**8.19**	**2.01**			**6.87**	**1.05**	**4.61**	**0.87**	**0.73**	**0.18**
N. steinmannii s.	391	7.27	1.37	3.89	13.89	6.71	1.03	4.55	0.87	0.70	0.17
N. steinmannii minor	170	10.33	1.55	5.41	15.67	7.26	0.99	4.75	0.86	0.79	0.19
TOTAL	1314										

Table 2. Comparisons of mean length sizes (L) and diameters (Wcanal, Wmin and Wmax) of the measured specimens. Unit in µm.

Species	L							
N. bermudezii	20-28	12-32				13-40 (21.92)		
N. broenimannii		6-8						
N. bucheri	11-14	11-15				8.0-18.5 (11.73)		
N. colomii	10-12	11-20						
N. cornuta		10-14						
N. dolomiticus		12-23						6.3-11.2 (8.1)
N. globulus		7-13						
N. globulus g.					6-12			
N. globulus minor				4-8.5				
N. kamptneri	15-22	15-22						4.9-10.9 (6.83)
N. kamptneri k						10-22 (14.66)		4.4-12.5 (7.52)
N. kamptneri minor			6-10			6.5-10 (8.66)		
N. quadratus		4-5						
N. steinmannii	10-20 (10.5)							
N. steinmannii minor		8-10				6-10 (8.55)		
N. steinmannii s.		10-20				10.5-20 (13.69)		
Age	Lower Cretaceous	Tithonian-Aptian	Lower-Middle Berriasian	Upper Thitonian-Lower Berriasian	Berrisian-Aptian	Barremian-Aptian	Tithonian-Barremian	
Location	Cuba	Western N. Atlantic, Tethys				Turkey	DSDP Sites 105 (Central Atlantic Ocean)	
Reference	Bronnimann (1955)	Dérès and Archéritéguy (1980)	Bralower et al. (1989)			Özkan–Altiner (1999)	Bornemann et al. (2003)	

Table 3. Comparisons of nannoconid range sizes (L) as reported in the literature, with the age and location. Numbers between ( ) correspond to the mean values and the unit is in µm.

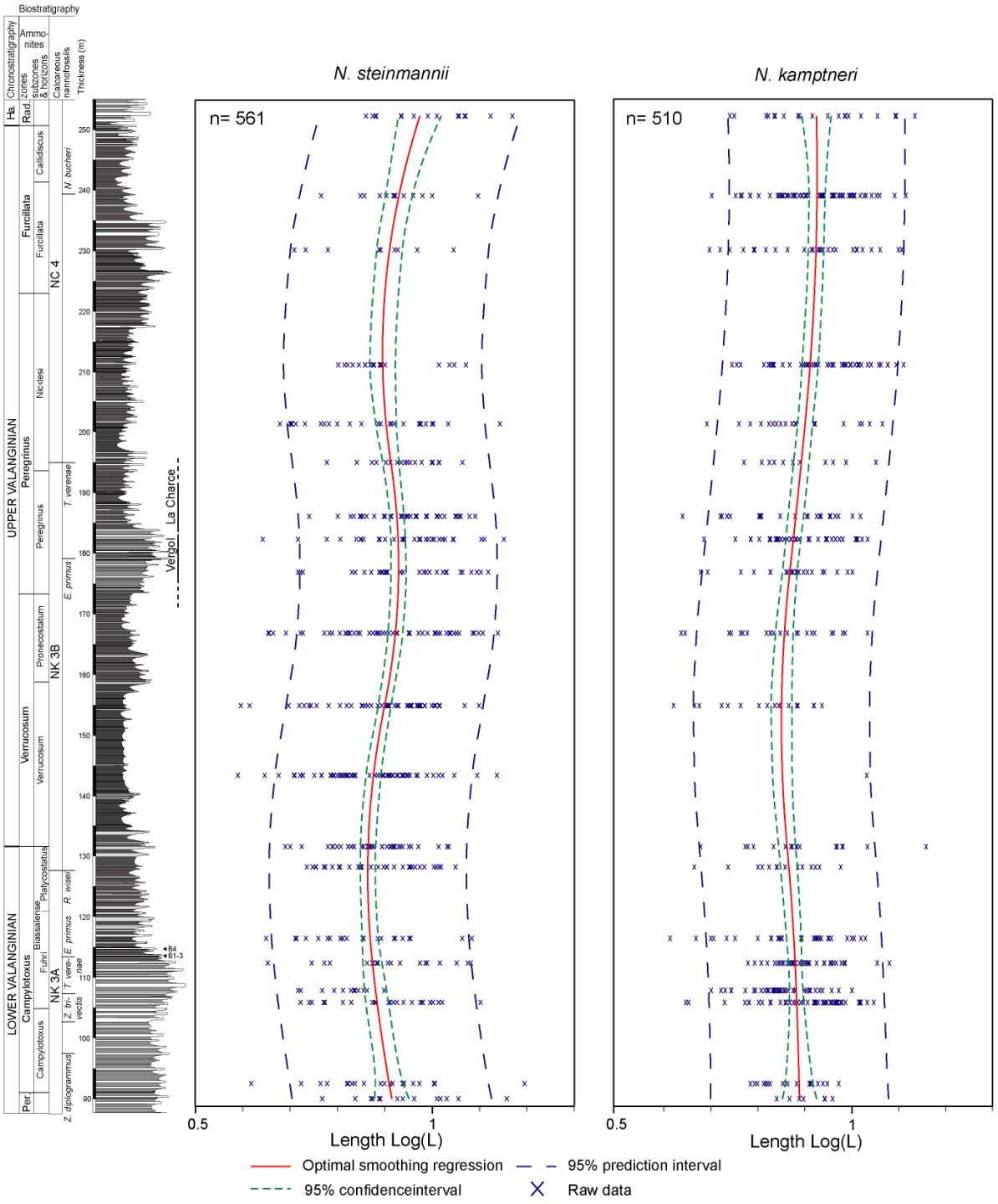


Figure 7. Stratigraphic distribution of the Length (L) of *N. steinmannii* and *N. kamptneri*. The penalized-spline regression shows significant stratigraphic trends for both species.

4 Discussion

4.1 TEMPERATURE EVOLUTION

Fish tooth $\delta^{18}O$ values (

Figure **3**) have been translated into temperature using the equation of Pucéat *et al.* (2010) and a seawater $\delta^{18}O$ of -1 $‰_{SMOW}$, as suggested for an ice-free world (Shackleton and Kennett, 1975). However, high-latitude ice caps (though probably smaller than today (Price *et al.*, 1998)) may have been episodically present during the Valanginian as suggested by the observation of diamictites (Price, 1999; Alley and Frakes, 2003), glendonite and ikaite (Kemper and Schmitz, 1975; Dalland, 1977; Embry, 1984; Shearman and Smith, 1985; Kemper, 1987), dropstones (Frakes and Francis, 1988) and major sea-level fluctuations (Gréselle and Pittet, 2010). An ice-cap approximately one third the size of the present day has been advocated for the cool episodes of the Cretaceous (Price *et al.*, 1998; Price, 1999). If confirmed, this would have resulted in an increase of seawater $\delta^{18}O$ of about 0.3 ‰ during these intervals. Therefore, two temperature scales are presented on Figures 3 and 7 showing temperatures calculated with a seawater $\delta^{18}O$ of -1 ‰ and -0.7 ‰ respectively.

Fish teeth are precipitated in less than a season. This usually results in a dispersion of the $\delta^{18}O$ values between the teeth of contemporaneous fishes, if they form teeth in different seasons. However, as we combined several millimetre-size fish remains in each sample, seasonal temperature variations should be averaged. In addition, the analyzed fish remains belong to demersal fish. These fishes lived within bottom waters, where seasonal temperature and seawater $\delta^{18}O$ variations are limited. The reconstructed temperatures, in the 18.4-21.6 °C range when calculated using a $\delta^{18}O_{seawater}$ of -1 ‰ throughout the Valanginian, are quite higher than those obtained from belemnite $\delta^{18}O$ from the Vocontian Basin, typically in the 10-14 °C range when calculated using the equation of Anderson and Arthur (1983) and a $\delta^{18}O_{seawater}$ of -1 ‰ (van de Schootbrugge *et al.*, 2000; McArthur *et al.*, 2007). Our new temperatures are in the lower range of the temperatures inferred from pelagic fish (Pucéat *et al.*, 2003) recalculated using the equation of Pucéat *et al.* (2010) (Figures 3 and 7). These temperatures of 18.4-21.6 °C are plausible for bottom waters of an epicontinental environment. The basin probably attained its maximum depth (~ 500 - 800 m) in the Early Cretaceous (Hauterivian-Barremian; Mattioli *et al.* (2008)). As the fish teeth were very small, enamel could not be separated from dentine and the teeth were analysed as a whole. Because dentine is more porous and has a lower crystallinity than enamel, this material is more prone to recrystallization during diagenesis. Therefore we cannot exclude a partial recrystallisation of the fish tooth samples analysed in this study, that could result in an offset of the calculated temperatures toward higher values. If the

trend in paleotemperature fluctuations is conserved, our data would indicate a cooling of about 3 °C of bottom temperatures in the Campylotoxus Zone to the Verrucosum Zone. Cooling is coherent with belemnite Mg/Ca evolution that highlights minimum bottom temperatures in the Pronecostatum and lower Peregrinus Subzones (Figure 7, McArthur *et al.* 2007). If ice caps formed 30 % of modern ice coverage during this cooling episode, the temperature decrease during the Verrucosum Zone would be of about 2 °C.

4.2 NANNOCONID SUBSPECIES DISCRIMINATION

Our results of biometric measurements (length, maximum and minimum width and the width of the central canal) show no significant difference between *N. globulus globulus* and *N. globulus minor, N. kamptneri kamptneri* and *N. kamptneri minor*, *N. steinmannii steinmannii* and *N. steinmannii minor*. However, the majority of the studied interval corresponds to the nannoconid decline event (Erba *et al.*, 2004; Erba and Tremolada, 2004). Therefore, the results of mixture analyses might be an artifact related to a peculiar nannoconid size pattern during this decline. Yet, as reported in previous works (Brönnimann, 1955; Dérès and Achéritéguy, 1980; Perch-Nielsen, 1985; Bralower *et al.*, 1989), the different biostratigraphic distribution of the *minor* and *major* subspecies that in many cases have well defined stratigraphic occurrences would suggest that they are actually different subspecies.

4.3 NANNOCONID ABSOLUTE ABUNDANCE VS. BULK $CaCO_3$

Nannoconid absolute abundance shows no linear correlation with increasing calcium carbonate content (Figure 5). These bulky nannoliths were major carbonate pelagic producers during the Early Cretaceous (Noël and Busson, 1990; Erba, 1994). However, as it can be seen in Figure 5, nannoconid absolute abundance decreases significantly with values of CaCO3 higher than ~70 %. *Schizosphaerella* is another rock-forming nannolith of *incertae sedis* (Noël and Busson, 1990; Mattioli, 1997). Mattioli and Pittet (2002) interpreted the decrease in *Schizosphaerella* absolute abundance in the carbonate-rich lithologies as the result of a dilution of pelagic material by carbonate supply exported from shallow platforms towards the basin. Similarly, the nannoconid decrease in absolute abundance with calcium carbonate content higher than 70 % could be the result of increased carbonate supply from the Jura, Provence and Vivarais platforms surrounding the Vocontian basin (Reboulet *et al.*, 2003; Gréselle and Pittet, 2010; Gréselle *et al.*, in press).

4.4 A COMPLEX NANNOCONID DECLINE

The nannoconid decline described by Erba and Tremolada (2004) appears to be a complex event in terms of assemblages, size and absolute abundance. According to our data and already published works, we can subdivide the Valanginian nannoconid decline into three distinct phases. These periods correspond to variations of bulk rock $\delta^{13}C$ as well, and likely reflect different paleoceanographic conditions. In spite of a different interpretation of paleotemperature evolution, recent data published by Duchamp-Alphonse *et al.* (in press) on clay minerals for the nearby Angles section, located in the Vocontian Basin to the south of the sections studied here, show precisely the same trend of weathering as the present work and Fesneau (2008).

First phase of the decline

Intermediate- and wide-canal nannoconids, namely *N. kamptneri* and *N. globulus*, dominate the assemblages at the base of the studied section in times of low nannoconid absolute abundance (Biassalense Ammonite Subzone, Figures 3 and 7). This interval corresponds to the onset of the nannoconid decline, prior to and at the base of the $\delta^{13}C$ positive shift. The decrease in the percentage of *Nannoconus* is accentuated by an increase in coccolith abundance across the Barrande Layers (Reboulet *et al.*, 2003). Nannoconid species richness is relatively low and stable. The most clay-rich interval occurring during the positive carbon isotope excursion in the Verrucosum Ammonite Zone is dominated by the narrow-canal *N. steinmannii*. Sizes of *N. steinmannii* and *N. kamptneri* are relatively small. In the Vergol section an increase in kaolinite proportion (Fesneau, 2008) has been observed, which suggests humid conditions (Chamley, 1989). In the Angles section, the Weathering Index show a major increase during this interval (Duchamp-Alphonse *et al.*, in press). Increased riverine runoff is also supported by a global rise in continental P input passing from the Early to the Late Valanginian (Föllmi, 1995; van de Schootbrugge *et al.*, 2003). This interval corresponds to an important increase in the Sr/Ca ratio, which may reflect an increase in coccolithophorid productivity, measured in correlative intervals on two North Atlantic DSDP sites (534A and 603B (Stoll and Schrag, 2001; Figure 7). In the same samples, Bornemann and Mutterlose (2008) noticed an increase in nannofossil taxa thought to be indicative high productivity conditions. A similar increase in Sr/Ca ratio of bulk rock is documented by Duchamp-Alphonse *et al.* (2007) in the Angles section (Vocontian Basin). Based on these mineralogical and geochemical proxies, the nannoconid decline would therefore have occurred in times of enhanced fluxes of continent-derived nutrients and increased coccolithophore productivity. This decline clearly precedes the cool episode recorded during the Pronecostatum Ammonite Subzone, evidenced by high fish tooth and belemnite $\delta^{18}O$ and low belemnite Mg/Ca (Figure 7, McArthur *et al.* (2007)).

Nannoconid temporary recovery

A nannoconid recovery is observed during the positive excursion in $\delta^{13}C$. Actually the shape of the carbon isotope curve shows two intervals of maximum values separated by a minor decrease of about 0.5 ‰, corresponding to the Pronecostatum and part of the Peregrinus Ammonite Subzones. The highest nannoconid abundances measured between the two $\delta^{13}C$ maxima match with a recovery of *N. steinmannii* and *N. kamptneri* sizes to pre-decline values and to the decrease in relative abundance of *N. steinmannii*. At the same time, nannoconid richness starts to increase (Figure 8). This interval is characterized by the lowest temperatures estimates as shown by Pucéat *et al.* (2003), McArthur *et al.* (2007) and our fish tooth $\delta^{18}O$ data (Figure 7). According to Erba *et al.* (2004) this interval encountered high fertility conditions in oceanic surface waters of the Pacific based on a peak in abundance in the coccolith *Diazomatolithus*, and in the radiolarian *Pantanellium* (Figure 7). However, the decrease in kaolinite proportion (Fesneau, 2008) observed in this interval in the Vocontian Basin may reflect dryer conditions, which would be associated with a lower input of continent-derived nutrients. This interpretation is also supported by a strong decrease of the Weathering Index in the Angles Section (Duchamp-Alphonse *et al.*, in press). According to Duchamp-Alphonse *et al.* (2007), the Sr/Ca ratio in the Angles section slightly decreases during the $\delta^{13}C$ peak. This decrease may reflect a reduction in coccolithophorid productivity. The results of Duchamp-Alphonse *et al.* (2007) should however be interpreted with caution, as analyses were performed on bulk rock samples and additionally the Angles section is situated closer to the Provence platform than La Charce or Vergol, therefore may have recorded local perturbations.

Acme of the decline

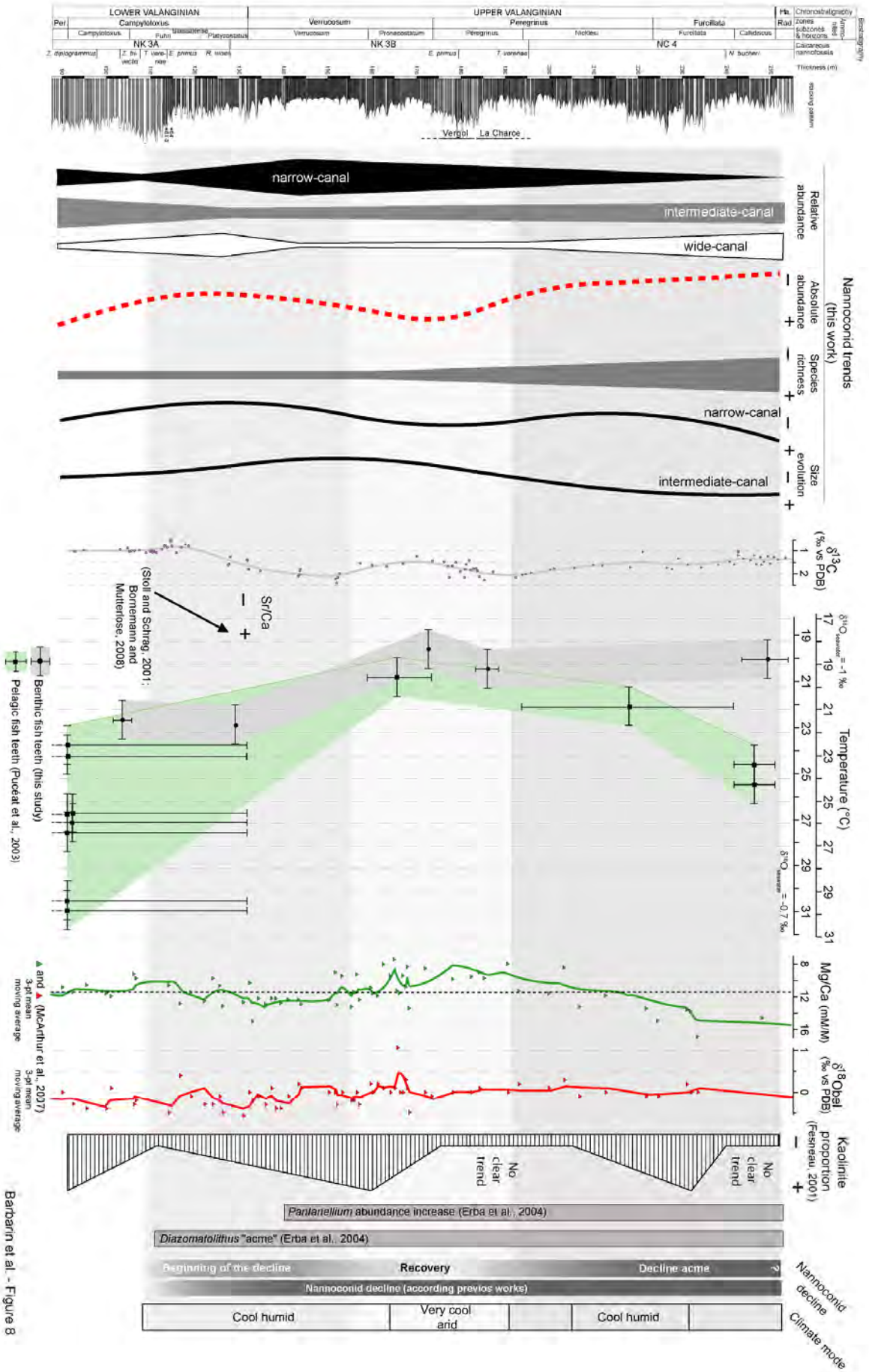
In the upper part of the studied interval, after the second $\delta^{13}C$ maximum, the major nannoconid decline seems to occur at the end of the Peregrinus Ammonite Subzone when carbon isotope values gently decrease. The nannoconid abundances are the lowest and richness is the highest. A gradual decrease in abundance of narrow-canal nannoconids is observed along with an increase of the wide-canal nannoconids (Figures 3 and 7).. This second decline is associated to a decrease in size of *N. steinmannii* (with values comparable to those recorded at the base of the section), whilst *N. kamptneri* size continues to gradually increase until the end of the Nicklesi Ammonite Subzone. From the Peregrinus Ammonite Subzone to the end of the Valanginian, higher seawater temperatures are documented by both belemnite Mg/Ca and pelagic fish $\delta^{18}O$ (Pucéat *et*

al., 2003; McArthur *et al.*, 2007). Conversely, both belemnite $\delta^{18}O$ and an isolated fish tooth sample from the La Charce section indicate low sea-bottom temperatures in this interval. According to the work of Erba and Tremolada (2004), Duchamp-Alphonse *et al.* (2007) and Bornemann and Mutterlose (2008), surface water fertility is moderate to high in time-equivalent sections and boreholes. Such moderate-to-high fertility conditions are consistent with the record of increased kaolinite content in the La Charce section during this period (Fesneau, 2008).

4.5 PALEOENVIRONMENTAL FACTORS CONTROLLING CHANGES IN NANNOCONID SIZE AND ABUNDANCE

In our study, the relative and absolute nannoconid abundances show a rise during the maximum $\delta^{13}C$ values, thereby providing evidence for a nannoconid recovery that interrupts the decline. According to the well-constrained stratigraphy, a comparison can be made with previous studies based on pelagic sediments of the Valanginian interval. A recovery of relative nannoconid abundance can be seen in various sections/boreholes (Figure 9): in the Vocontian basin (Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007), in the Atlantic Ocean (Bornemann and Mutterlose, 2008) and in north Italy (Erba and Tremolada, 2004). Therefore this recovery, which is documented in different oceanic basins, may reflect changes in environmental conditions at a global scale. However, our work provides the most detailed record of this nannoconid recovery, allowing precise descriptions of the timing of the nannoconid events and paleoenvironmental changes associated.

Temporal changes in the distribution and abundance of nannoconids could be controlled among other factors (climatic, oceanographic…) (Erba, 1994; Bornemann *et al.*, 2003; Tremolada and Erba, 2004). Among different factors, surface water temperature and nutrient availability are thought to be the most important parameters controlling the distribution of calcareous nannoplankton and the assemblage composition (Bornemann *et al.*, 2003; Erba and Tremolada, 2004; Weissert and Erba, 2004; Erba, 2006; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007; Bornemann and Mutterlose, 2008), but pCO_2 has been also considered as a major trigger for nannoplankton calcification decreases (Bornemann *et al.*, 2003; Erba and Tremolada, 2004; Weissert and Erba, 2004; Erba *et al.*, 2010). In the following sections, the factors that potentially influenced size and abundance changes of nannoconid are discussed.



Barbarin et al. - Figure 8

Figure 8 (Previous page) Synthesis of our results (relative and absolute abundances, species richness and size evolution) compared with geochemical data ($\delta^{13}C$ from Hennig *et al.* (1999) and Gréselle *et al.* (in press), temperatures from fish teeth recalculated from Pucéat *et al.* (2003) using the equation of Pucéat *et al.* (2010) and this work, Mg/Ca and $\delta^{18}O$ from belemnites (McArthur *et al.*, 2007)), kaolinite content (Fesneau, 2008), *Diazomatolithus* and *Pantanellium* data (Erba *et al.*, 2004) and Sr/Ca (Stoll and Schrag, 2001; Bornemann and Mutterlose, 2008)), the onset of nannoconid decline (Erba and Tremolada, 2004), the First Decline, the Recovery, the Decline acme and the climatic mode interpretation.

Atmospheric CO_2

An increase of the volcanic activity of the Paranà-Etendeka Large Igneous Province (LIP) linked to the release of CO_2 into the atmosphere/hydrosphere system was inferred for the Valanginian by Weissert and Erba (2004) and McArthur *et al.* (2007). High atmospheric pCO_2 could have triggered small nannoconid size and low abundances, as this parameter is known to hamper biocalcification of different marine organisms (Backman and Hermelin, 1986; Gattuso and Buddemeier, 2000; Riebesell *et al.*, 2000; Zondervan *et al.*, 2001; Rost and Riebesell, 2004; Iglesias-Rodriguez *et al.*, 2008; Rost *et al.*, 2008). The injection of volcanogenic CO_2 into the atmosphere would induce a climate warming, as CO_2 is one of the most important greenhouse gases. But conversely, paleontological, sedimentological or geochemical data show no evidence of a warming but geochemical data argue for a cooling during the Upper Valanginian (Figures 3 and 7). Also, an injection in the atmosphere of volcanic ^{13}C-depleted CO_2 is expected to produce a negative shift in $\delta^{13}C$, but the Weissert event (Erba *et al.*, 2004) is characterized by a positive excursion. Moreover, it is difficult to directly link the Paranà-Etendeka igneous event (main pulse between 134-132 My, Gibson *et al.* (2006)) to the two observed nannoconid declines because of the uncertainty of Valanginian absolute ages. If a temporal link between the Paraná-Etendeka volcanism and the Valanginian $\delta^{13}C$ excursion characterizing the Weissert event is supported in some recent papers (Peate, 2009; Zhu *et al.*, 2009), other authors challenge this interpretation (Thiede and Vasconcelos, 2010). The revised stratigraphic framework based on McArthur *et al.* (2007) suggests a major offset of several million years between the main volcanic phase in South America (Paranà) and the Weissert event (see discussion by Bornemann and Mutterlose, 2008). The volcanic activity in the Etendeka province (Africa) (Milner *et al.*, 1995; Renne *et al.*, 1996) is younger than the main phase of the Parana volcanism (Thiede and Vasconcelos, 2010; Janasi *et al.*, 2011; Pinto *et al.*, 2011), i.e. definitely of Hauterivian age and therefore not relevant for the Valanginian $\delta^{13}C$ excursion. According to the biostratigraphic, magnetostratigraphic and radiometric dating, the continental flood basalts activity may have occurred 5 My before or after the nannoconid events (Odin and Odin, 1990; Odin, 1994; Gradstein *et al.*, 2004; 2008). Consequently, based on present data it is difficult to directly link the nannoconid decline(s) and recovery to increased volcanic CO_2 degassing.

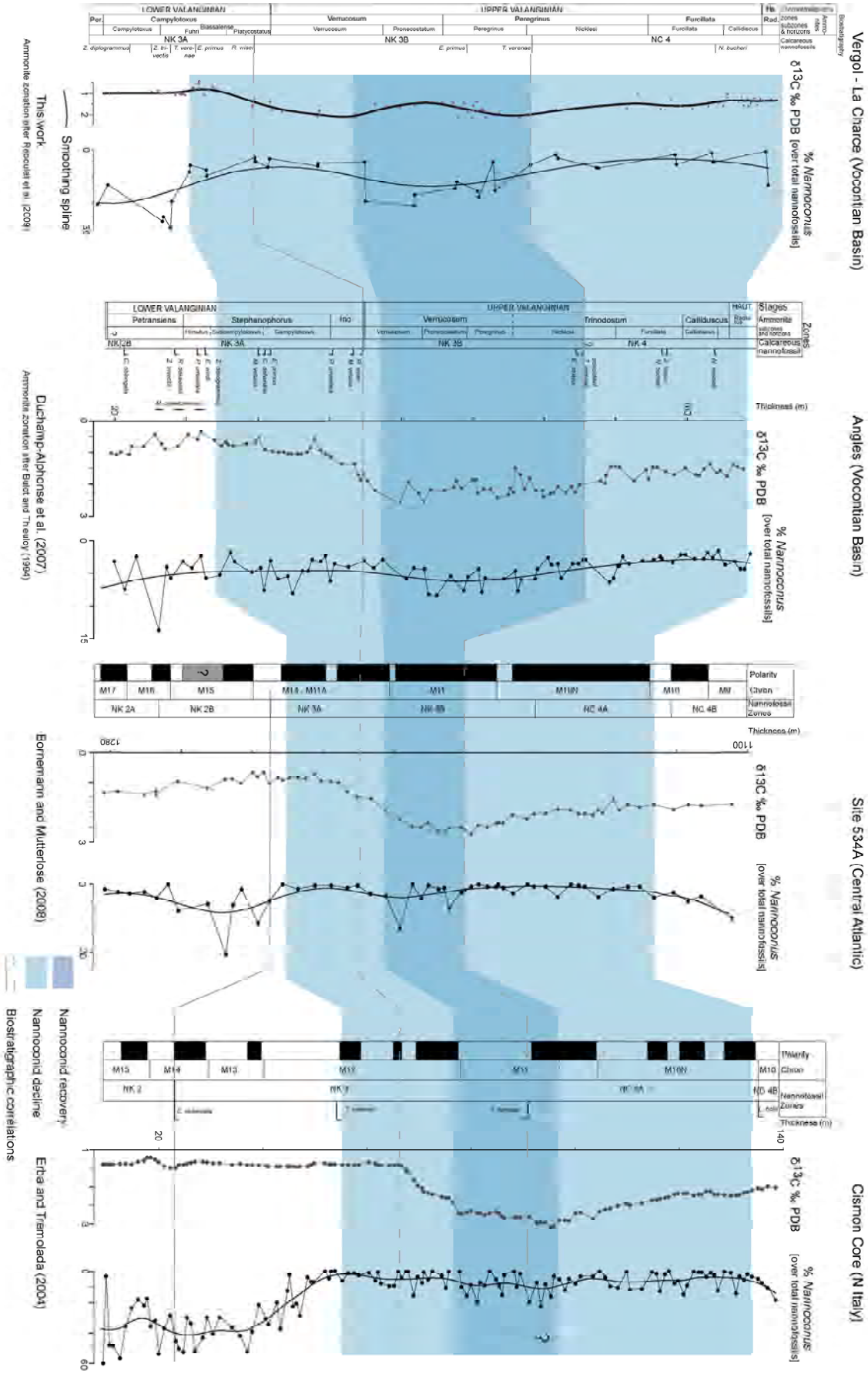

Vergol - La Charce (Vocontian Basin)
Angles (Vocontian Basin)
Site 534A (Central Atlantic)
Cismon Core (N Italy)
This work
Smoothing spline
Ammonite zonation after Reboulet et al. (2009)
Duchamp-Alphonse et al. (2007)
Ammonite zonation after Bulot and Thieuloy (1994)
Bornemann and Mutterlose (2008)
Erba and Tremolada (2004)
Biostratigraphic correlators
Nannoconid recovery
Nannoconid decline
δ13C ‰ PDB
% Nannoconus [over total nannofossils]
Thickness (m)
Polarity
Chron
Nannofossil Zones
Stages
Ammonite zones and horizons
Calcareous nannofossil zones
LOWER VALANGINIAN
UPPER VALANGINIAN
Campylotoxus
Verrucosum
Peregrinus
Furcillata
Petransiens
Stephanophorus
Trinodosum
Calliduscus
NK 3A
NK 3B
NC 4
NK2B
NK 2A
NK 2B
NK 3A
NK 4A
NC 4B
M17
M16
M15
M14 - M11A
M11
M10N
M10
M9

Figure 9 (previous page) Nannoconid relative abundance of this work compared with previous studies (Erba and Tremolada, 2004; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007; Bornemann and Mutterlose, 2008). Note the difference in the Ammonite biozonation of Vergol - La Charce (Reboulet *et al.*, 2009) and Angles (Bulot and Thieuloy, 1994).

Nutrients, paleofertility and nutricline dynamics

Nannoconus is thought to have preferred shallow-water environments, warm surface waters and oligotrophic conditions with low rates of siliciclastic supply (Noël and Busson, 1990; Busson and Noël, 1991; Coccioni *et al.*, 1992; Bornemann *et al.*, 2003). *Erba and Tremolada* (2004) proposed that narrow-canal nannoconids inhabited the lower photic zone in a way similar to the living coccolithophorid species *Florisphaera profunda* (Erba, 1994), whilst wide-canal nannoconids would have lived in the intermediate photic zone, and coccolithophorids were typically distributed in the upper photic zone. Changes in the abundance of *F. profunda* are related to nutricline depth and stability (Molfino and McIntyre, 1990). In the modern ocean, the abundance of *F. profunda* increases when the upper photic zone is depleted in nutrients and the nutricline is deep. Conversely, when nutricline is shallow and the primary production is high in the upper photic zone, *F. profunda* decreases in abundance (Molfino and McIntyre, 1990; Beaufort *et al.*, 1997).

Nannoconid declines, high proportion of wide-canal *N. globulus*, smaller sizes of *N. steinmannii* and high coccolithophorid abundance are concomitant with increases in kaolinite proportion (Fesneau, 2008) (Figure 7) that likely also reflect important nutrient supply to the oceanic waters. Moreover, the major increase in the Sr/Ca ratio (Stoll and Schrag, 2001) parallels the $\delta^{13}C$ positive shift in the Biassalense Ammonite Subzone (Figure 7). High paleofertility conditions thus corresponded to the beginning of the first nannoconid decline. A supply in continental-derived nutrients linked to the increase in siliciclastic input into the Vocontian basin triggered water turbidity. The two nannoconid declines (Figure 7) were probably concomitant with a shallow nutricline and a decrease of the light penetration within the photic zone because of stimulated growth of phytoplankton and enhanced water turbidity (as shown by Ahagon *et al.* (1993) for *F. profunda*).

The interval corresponding to the nannoconid recovery is dominated by narrow and intermediate-canal nannoconid, high nannoconid abundance and a decrease in the kaolinite proportion (Fesneau, 2008). These changes may have occurred during a decrease in water turbidity and in continent-derived nutrients. According to Herrle (2002), Erba (1994) and Bornemann *et al.* (2005), this nannoconid assemblage could be indicative of oligotrophic surface water conditions probably related to a deeper nutricline.

Sea-water temperature

The nannoconid recovery and the rise in the size of *N. steinmannii* and *N. kamptneri* occur during the inferred thermal minimum (Figure 7). This pattern appears to run contrary to previous works on nannofossils (Bornemann and Mutterlose, 2006; Giraud *et al.*, 2006; Schmidt *et al.*, 2006; Tremolada *et al.*, 2008). These studies show a rise in nannofossil size with warmer temperature. Temperature-related effects appear to be an important control on body size and on abundance of marine algae and in particular of coccolithophorids but trends remain unclear and species-dependant (McIntyre *et al.*, 1970; Backman and Hermelin, 1986; Winter *et al.*, 1994; Giraud *et al.*, 2006; Schmidt *et al.*, 2006; Beaufort *et al.*, 2007; Henderiks and Pagani, 2008; Rost *et al.*, 2008; Tremolada *et al.*, 2008). A recent study on coccolithophorids show that cell size was inversely correlated with temperature: at low temperature, the coccolith production was stimulated and the cells became larger with thicker coccospheres (Sorrosa *et al.*, 2005). However, as nannoconid became extinct in the Late Cretaceous, it is difficult to appraise the response of nannoconid cells size to environmental changes. Patterns of size increase during cold periods have been observed for *Schizosphaerella* (*incertae sedis*) during the Lower Jurassic (Suan *et al.*, 2008; Suan *et al.*, 2010) and *Coccolithus leptoporus* during the Last Glacial Maximum (Henderiks and Renaud, 2004). Moreover, *Emiliania huxleyi* tends to be more calcified in cold waters (Burns, 1977; Okada, 1989; Young and Westbroek, 1991; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002). The observed nannoconid sizes and abundance patterns of this study are similar to the "Nannofossil Calcification Event" (NCE) in the Tithonian (Bornemann *et al.*, 2003). These authors interpret climatic conditions during the NCE as cold and arid with oligotrophic surface waters. Similar climatic mode interpretations are here proposed for the Valanginian nannoconid recovery.

Calcium carbonate

The late Early Valanginian - earliest Hauterivian interval corresponds to a major carbonate platform crisis (Weissert *et al.*, 1979; Masse and Philip, 1981; Schlager, 1981; Harris *et al.*, 1984; Föllmi *et al.*, 1994; Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2006; Gréselle and Pittet, 2010), a cooling phase (this work and *McArthur et al.* (2007)) and long-term cycles of relative sea-level changes (Gréselle and Pittet, 2010). In details, these changes are characterized by high amplitude relative sea-level falls and by long-lasting lowstand phases with major hiatuses on the platforms (Gréselle and Pittet, 2010). According to Ridgwell (2005), a supply of Ca^{2+} and HCO_3^- to the ocean can occur during low sea-level in restricting the potential area for the deposition of shallow water carbonates. This increased supply facilitates environmentally controlled precipitation (Riding, 1993). Conversely, a reduction of the number of carbonate ions available in surface waters can make calcification more

difficult and/or lead marine calcifying organisms to use more energy to form biogenic calcium carbonate ($CaCO_3$) (Watabe and Wilbur, 1966; Guinotte and Fabry, 2008). Because the lower is the saturation state, the less thermodynamically favorable is calcification to take place (Ridgwell, 2005; Ridgwell *et al.*, 2009). In this work, the decrease in temperature could lead to an increase of the CO_2 solubility (Wiebe and Gaddy, 1940; Weiss, 1974) and, finally to the increase of the saturation state of the mineral calcium carbonate. The carbonate saturation state of the oceans may have controlled biogenic calcification (Watabe and Wilbur, 1966; Rost and Riebesell, 2004; Schmidt *et al.*, 2006; Mattioli *et al.*, 2009). Modern *Emiliania* and *Gephyrocapsa* production benefits greatly from an increase in the concentration of carbonate ion in the surface water (Beaufort *et al.*, 2008). So an increase of the calcium carbonate saturation state in the Vocontian basin during Valanginian may have triggered or facilitated the increase of the nannoconid size and abundance during the recovery phase (Figure 7). Moreover, a probable global sea-level lowstand from the Early/Late Valanginian boundary (discussed by Gréselle and Pittet (2010)) may explain a global supply of Ca^{2+} and HCO_3^- nearly the coolest period, as the nannoconid recovery is recorded in different oceanic settings (Figure 9).

5 Conclusions

The nannoconid decline event has been essentially described as a decrease in abundance of these nannoliths (Erba and Tremolada, 2004), but this event is also marked by a general size decrease of some species of *Nannoconus*. This nannoconid decline is polyphased and characterized by a potentially global and short-lived recovery, followed by a decline acme. The recovery event is recorded in different oceanic sites. This suggests a global character for the Valanginian nannoconid recovery event. A potential increase of the atmospheric and oceanic CO_2 activated by an enhanced volcanism seems not to be a viable hypothesis to explain the nannoconid decrease. An increase in the nutrient supply to ocean surface waters appears a more likely trigger for the beginning and the acme of the nannoconid decline. The recovery event, conversely, seems to occur during dry and cool climatic conditions along with probably more oligotrophic surface waters. However, the effective influence of the ocean carbon saturation state on the nannoconid biocalcification crisis cannot be completely ruled out.

This polyphased nannoconid decline contributes to our understanding of the Valanginian CIE (Weissert event; Erba *et al.*, 2004). The observed trends in sizes and abundances are potentially not consistent with only one main magmatic event, like the activity of the Paraná-Etendeka LIP at 132 Ma (Channell *et al.*, 1993; Renne *et al.*, 1996), or with the hypothesis of reversed greenhouse conditions driven by weathering of basalts and subsequent CO_2 drawdown (Erba *et al.*, 2004).

The Valanginian nannoconid decline was a complex event occurring in time of profound environmental perturbations. The important variations in size and abundance observed within the *Nannoconus* group at a species level appear to correlate well with major oceanographic changes. The results of this work point to a great sensitivity of the different *Nannoconus* species to oceanographic perturbations. Extensive studies of the whole nannoconid group represent therefore a powerful tool to achieve accurate reconstructions of paleoenvironmental and paleoceanographic changes in deep geologic times.

Acknowledgments

We are very grateful to Luc Beaufort, Gilles Escarguel, Stéphane Reboulet, Silvia Gardin, Corinne Fesneau, Fabrice Monna and Rémi Laffont for their constructive remarks and advices. This work was funded by the Project FABER to Emmanuelle Vennin and Emmanuelle Pucéat, and by the project ECLIPSE II to Bernard Pittet and Emanuela Mattioli. Contribution ISE-M n° 2010-50.

Taxonomic appendix

Coccolithus leptoporus (Murray & Blackman 1898) Schiller 1930

Diazomatolithus Noël 1965

Emiliania huxleyi (Lohmann 1902) Hay & Mohler, in Hay *et al.* 1967

Florisphaera profunda Okada and Honjo 1973

Gephyrocapsa Kamptner 1943

Nannoconus Kamptner 1931

Nannoconus bermudezii Brönnimann 1955

Nannoconus bonetii Tréjo 1959

Nannoconus broennimannii Tréjo 1959

Nannoconus bucheri Brönnimann 1955

Nannoconus circularis Dérès & Archéritéguy 1980

Nannoconus colomii de Lapparent 1931

Nannoconus compressus Bralower *et al.* 1989

Nannoconus cornuta Dérès & Archéritéguy 1980

Nannoconus dolomiticus Cita & Pasquare 1959

Nannoconus globulus Brönnimann 1955 ssp. *globulus*

Nannoconus globulus Brönnimann 1955 ssp. *minor* Bralower *et al.* 1989

Nannoconus infans Bralower *et al.* 1989

Nannoconus kamptneri Brönnimann 1955 ssp. *kamptneri*

Nannoconus kamptneri Brönnimann 1955 ssp. *minor* Bralower *et al.* 1989

Nannoconus quadratus Noël 1958

Nannoconus steinmannii Kamptner 1931 ssp. *Steinmannii*

Nannoconus steinmannii ssp. *minor* Dérès & Archéritéguy 1980

Nannoconus truittii Brönnimann 1955

Nannoconus wassallii Brönnimann 1955

Pantanellium Pessagno 1977

Schizosphaerella Deflandre and Dangeard (1938)

Staurolithites Caratini 1963

Zeugrhabdotus Reinhardt 1965

References

Ahagon, N., Tanaka, Y., Ujiie, H., 1993. Florisphaera profunda, a possible nannoplankton indicator of Late Quaternary changes in sea-water turbidity at the Northwestern margin of the Pacific. Marine Micropaleontology 22, 255-273.

Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. IEEE Transactions on Automatic Control 19, 716-723.

Alley, N.F., Frakes, L.A., 2003. First known cretaceous glaciation: Livingston Tillite Member of the Cadna-owie Formation, South Australia. Australian Journal of Earth Sciences 50, 139-144.

Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course, Tulsa, pp. 1-151.

Atrops, F., Reboulet, S., 1995. Valanginian lowermost-Hauterivian of the Vocontian trough and Provencal platform - zonation and correlations. Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Série II 320, 985-992.

Backman, J., Hermelin, J.O.R., 1986. Morphometry of the Eocene nannofossil Reticulofenestra umbilicus lineage and its biochronological consequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 57, 103-116.

Beaufort, L., 1991. Adaptation of the random settling method for quantitative studies of calcareous nannofossils. Micropaleontology 37, 415-418.

Beaufort, L., Couapel, M., Buchet, N., Claustre, H., Goyet, C., 2008. Calcite production by coccolithophores in the south east Pacific Ocean. Biogeosciences 5, 1101-1117.

Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F., Labeyrie, L., 1997. Insolation cycles as a major control equatorial Indian Ocean primary production. Science 278, 1451-1454.

Beaufort, L., Probert, I., Buchet, N., 2007. Effects of acidification and primary production on coccolith weight: Implications for carbonate transfer from the surface to the deep ocean. Geochem. Geophys. Geosyst. 8, 18.

Berger, W.H., Roth, P.H., 1975. Oceanic Micropaleontology - Progress and Prospect. Rev. Geophys. 13, 561-585.

Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M., Riva, A., 2002. Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 180, 253-275.

Bollmann, J., Herrle, J.O., Cortes, M.Y., Fielding, S.R., 2009. The effect of sea water salinity on the morphology of Emiliania huxleyi in plankton and sediment samples. Earth and Planetary Science Letters 284, 320-328.

Bornemann, A., Aschwer, U., Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic-Cretaceous boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 199, 187-228.

Bornemann, A., Mutterlose, J., 2006. Size analyses of the coccolith species *Biscutum constans* and *Watznaueria barnesiae* from the Late Albian "Niveau Breistroffer" (SE France): taxonomic and palaeoecological implications. Geobios 39, 599-615.

Bornemann, A., Mutterlose, J., 2008. Calcareous nannofossil and δ13C records from the Early Cretaceous of the Western Atlantic Ocean: evidence for enhanced fertilization across the Berriasian-Valanginian transition. Palaios 23, 821-832.

Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J.O., Hemleben, C., Mutterlose, J., 2005. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the Late Albian 'Niveau Breistroffer' black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). Journal of the Geological Society 162, 623-639.

Bown, P.R., 2005. Calcareous nannoplankton evolution: a tale of two oceans. Micropaleontology 51, 299-308.

Bown, P.R., Rutledge, D.C., Crux, J.A., Gallagher, L.T., 1998. Lower Cretaceous, in: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, pp. 86-131.

Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy, in: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM, special publication, Tulsa, pp. 65–79.

Bralower, T.J., Monechi, S., Thierstein, H.R., 1989. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. Marine Micropaleontology 14, 153-235.

Brönnimann, P., 1955. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Micropaleontology 1, 28-51.

Brown, J.H., Gillooly, J.F., Allen, A.P., Savage, V.M., West, G.B., 2004. Toward a metabolic theory of ecology. Ecology 85, 1771-1789.

Bulot, L., Thieuloy, J.-P., 1994. Les biohorizons du Valanginien du Sud-Est de la France: un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale, in: Bulot, L., Argot, M., Arnaud, H. (Eds.), Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys. Géologie Alpine, Grenoble, pp. 15-42.

Burns, D.A., 1977. Phenotypes and dissolution morphotypes of genus Gephyrocapsa Kamptner and Emiliania huxleyi (Lohmann). N. Z. J. Geol. Geophys. 20, 143-155.

Busson, G., Noël, D., 1991. Les nannoconidés indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. Oceanologica Acta 14, 333-356.

Cappetta, H., 1987. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii, Chondrichthyes II, in: Schultze, H.P. (Ed.), Handbook of Paleoichthyology. Gustav Fischer, New York, pp. 1–193.

Cermeno, P., Dutkiewicz, S., Harris, R.P., Follows, M., Schofield, O., Falkowski, P.G., 2008. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 105, 20344-20349.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin Heldelberg.

Channell, J.E.T., Erba, E., Lini, A., 1993. Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon-isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland. Earth and Planetary Science Letters 118, 145-166.

Channell, J.E.T., Erba, E., Nakanishi, E., Tamaki, K., 1995. Late Jurassic-Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models, in: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM, special publication, Oklahoma, pp. 51-63.

Coccioni, R., Erba, E., Premolisilva, I., 1992. Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, Central Italy) and implications for plankton evolution. Cretaceous Research 13, 517-537.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., 2002. Biometry of Emiliania huxleyi and its biostratigraphic significance in the Eastern North Atlantic Ocean and Western Mediterranean Sea in the last 20 000 years. Marine Micropaleontology 46, 247-263.

Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G., Rio, M., 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France du Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude de formations marno-calcaires alternantes. Bulletin de la Société Géologique de France 22, 735-744.

Dalland, A., 1977. Erratic clasts in the Lower Tertiary deposits of Svalbard; evidence of transport by winter ice. Norsk Polarinstitutt Årbok, 151–165.

Dempster, A.P., Laird, N.M., Rubin, D.B., 1977. Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm. Journal of the Royal Statistical Society 39, 1-38.

Dérès, F., Achéritéguy, J., 1970. Contribution à l'étude des nannoconidés dans le Crétacé Inférieur du bassin d'Aquitaine. S.N.P.A. - Direction Exploration et Production - Centre de Recherche - Pau, préprint pour le Colloque sur les méthodes et tendances de Stratigraphie, 8 p.

Dérès, F., Achéritéguy, J., 1980. Biostratigraphie des nannoconidés. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 4, 1-53.

Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T., Pagel, M., in press. Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: Mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology In Press, Corrected Proof.

Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A., Blamart, D., Pagel, M., 2007. Fertilization of the northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nannofossils and trace element data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 243, 132-151.

Eilers, P.H.C., Marx, B.D., 1996. Flexible smoothing with B-splines and penalties. Stat. Sci. 11, 89-102.

Embry, A.F., 1984. Canadian Society of Exploration Geophysicists, National Convention. Canadian Society of Petroleum Geology, Calgary, Alberta, pp. 49-50.

Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian "nannoconid crisis". Paleoceanography 9, 483-501.

Erba, E., 2006. The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: Biosphere-geosphere interactions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 232, 237-250.

Erba, E., Bartolini, A., Larson, R.L., 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. Geology 32, 149-152.

Erba, E., Bottini, C., Weissert, H.J., Keller, C.E., 2010. Calcareous Nannoplankton Response to Surface-Water Acidification Around Oceanic Anoxic Event 1a. Science 329, 428-432.

Erba, E., Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO2, and anoxia. Paleoceanography 19, 1-18.

Ferry, S., 1991. Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux, in: Cotillon, P., Ferry, S. (Eds.), Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan Margins, Géologie Alpine h. s., pp. 47-99.

Fesneau, C., 2008. Enregistrement des changements climatiques dans le domaine téthysien au Valanginien. Ph.D. Thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, p. 337

Fesneau, C., Deconinck, J.F., Pellenard, P., Reboulet, S., 2009. Evidence of aerial volcanic activity during the Valanginian along the northern Tethys margin. Cretaceous Research 30, 533-539.

Föllmi, K.B., 1995. 160 My record of marine sedimentary phosphorus burial - coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. Geology 23, 859-862.

Föllmi, K.B., Bodin, S., Godet, A., Linder, P., Van De Schootbrugge, B., 2006. Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key!, Symposium on Stratigraphy, the Measure of Time in the 21st Century held in honor of Rudolf Trumpy at the 4th Swiss Geoscience Meeting. Birkhauser Verlag Ag, Bern, SWITZERLAND, pp. 349-369.

Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous Northern Tethyan margin. Geological Society of America Bulletin 106, 729-746.

Frakes, L.A., Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. Nature 333, 547-549.

Gardin, S., 2008. The nannofossil succession of la Charce across the Valanginian-Hauterivian boundary. 12th Meeting of the International Nannoplankton Association, 11-13.

Gattuso, J.P., Buddemeier, R.W., 2000. Ocean biogeochemistry - Calcification and CO2. Nature 407, 311-313.

Geisen, M., Bollmann, J., Herrle, J.O., Mutterlose, J., Young, J.R., 1999. Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton. Micropaleontology 45, 437-442.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Day, J.A., 2006. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions: 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province. Earth and Planetary Science Letters 251, 1-17.

Giraud, F., Pittet, B., Mattioli, E., Audouin, V., 2006. Paleoenvironmental controls on the morphology and abundance of the coccolith Watznaueria britannica (Late Jurassic, southern Germany). Marine Micropaleontology 60, 205-225.

Godderis, Y., Donnadieu, Y., Pierrehumbert, R., Jacob, R., 2006. A plausible link between the onset of Pangea break-up and the evolution of marine biocalcifiers through changes in atmospheric CO2 and ocean chemistry. Geochimica Et Cosmochimica Acta 70, A206-A206.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., van Kranendonk, M., 2008. On the geologic time scale 2008. Newsl. Stratigr. 43, 5-13.

Gréselle, B., Pittet, B., 2010. Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (South-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. Sedimentology, no-no.

Gréselle, B., Pittet, B., Mattioli, E., Joachimski, M.M., Barbarin, N., Riquier, L., Reboulet, S., Pucéat, E., in press. The mid-Valanginian isotope event: A complex suite of palaeoenvironmental perturbations. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.

Guinotte, J.M., Fabry, V.J., 2008. Ocean acidification and its potential effects on marine ecosystems, Year in Ecology and Conservation Biology 2008. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 320-342.

Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica 4, 1-9.

Harper, D.A.T., 1999. Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions. John Wiley & Sons, Chichester.

Harris, P.M., Frost, S.H., Seiglie, G.A., Schneidermann, N., 1984. Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the arabian peninsula. American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, 67-80.

Henderiks, J., Pagani, M., 2008. Coccolithophore cell size and the Paleogene decline in atmospheric CO2. Earth and Planetary Science Letters 269, 575-583.

Henderiks, J., Renaud, S., 2004. Coccolith size increase of Calcidiscus leptoporus offshore Morocco during the Last Glacial Maximum: an expression of enhanced glacial productivity? Journal of Nannoplankton Research 26, 1-12.

Herrle, J.O., 2002. Paleoceanographic and Paleoclimatic Implications on Mid-Cretaceous Black Shale Formation in the Vocontian Basin and the Atlantic: Evidence from Calcareous Nannofossils and Stable Isotopes. Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen 27, 144.

Hoedemaeker, P.J., 1990. The Neocomian boundaries of the Tethyan realm based on the distribution of ammonites. Cretaceous Research 11, 331-342.

Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., González, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vasícek, Z., Vermeulen, J., Wippich, M.G.E., 2003. Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the `Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002). Cretaceous Research 24, 89-94.

Hostetler, S.W., Mix, A.C., 1999. Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere. Nature 399, 673-676.

Iglesias-Rodriguez, M.D., Halloran, P.R., Rickaby, R.E.M., Hall, I.R., Colmenero-Hidalgo, E., Gittins, J.R., Green, D.R.H., Tyrrell, T., Gibbs, S.J., von Dassow, P., Rehm, E., Armbrust, E.V., Boessenkool, K.P., 2008. Phytoplankton calcification in a high-CO2 world. Science 320, 336-340.

Janasi, V.D., de Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Parana Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapeco-type dacite. Earth and Planetary Science Letters 302, 147-153.

Janssen, N.M.M., Clement, A., 2002. Extinction and renewal patterns among Tethyan belemnites in the Verrucosum Subzone (Valanginian) of southeast France. Cretaceous Research 23, 509-522.

Joachimski, M.M., Breisig, S., Buggisch, W., Talent, J.A., Mawson, R., Gereke, M., Morrow, J.R., Day, J., Weddige, K., 2009. Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. Earth and Planetary Science Letters 284, 599-609.

Kamptner, E., 1931. Nannoconus steinmanni nov. gen., nov. spec., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem jungeren Mesozoikum der Alpen. Palaeontologisches zeitschrift 13, 288-298.

Kauermann, G., Claeskens, G., Opsomer, J.D., 2009. Bootstrapping for Penalized Spline Regression. Journal of Computational and Graphical Statistics 18, 126-146.
Kemper, E., 1987. Das Klima der Kreide-Zeit. Geologisches Jahrbuch Reihe A 96, 5-185.
Kemper, E., Schmitz, H.-H., 1975. Stellate nodules from the upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. Geological Survey of Canada Paper 75, 109-119.
Kemper, E., Schmitz, H.-H., 1981. Glendonite - Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. Geol. Rundschau, 759-773.
Magniez-Jannin, F., Dommergues, J.L., 1994. Foraminifères vs. ammonites en fosse vocontienne vers la limite Valanginien-Hauterivien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 319, 957-962.
Marron, J.S., Chaudhuri, P., 1998a. Significance of Features via SiZer, in: Marx, B., Friedl, H. (Eds.), Statistical Modelling. Proceedings of 13th International Workshop on Statistical Modelling, New Orleans, pp. 65–75.
Marron, J.S., Chaudhuri, P., 1998b. When is a feature really there? The SiZer approach, in: Sadjad, F.A. (Ed.), Automatic Target Recognition VII. SPIE Press, Bellingham, pp. 306-312.
Masse, J.-P., Philip, J., 1981. Cretaceous coral-rudistid buildups of France. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 363-374.
Mattioli, E., 1997. Nannoplankton productivity and diagenesis in the rhythmically bedded Toarcian-Aalenian Fiuminata section (Umbria-Marche Apennine, central Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 130, 113-133.
Mattioli, E., Giraud, F., Olivero, F., Pittet, B., Reboulet, S., 2008. Guidebook for the post-congress fieldtrip in the Vocontian Basin, SE France in: Geology, C.d.G.N.o. (Ed.), 12th Meeting International Nannoplankton Association, Lyon, France, p. 30 pp.
Mattioli, E., Pittet, B., 2002. Contribution of calcareous nannoplankton to carbonate deposition: a new approach applied to the Lower Jurassic of central Italy. Marine Micropaleontology 45, 175-190.
Mattioli, E., Pittet, B., Petitpierre, L., Mailliot, S., 2009. Dramatic decrease of pelagic carbonate production by nannoplankton across the Early Toarcian anoxic event (T-OAE). Glob. Planet. Change 65, 134-145.
McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F., van de Schootbrugge, B., 2007. Palaeotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, delta O-18, delta C-13, Sr-87/Sr-86): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 248, 391-430.
McIntyre, A., Allan, W.H., Roche, M.B., 1970. Modern Pacific Coccolithophoride: a paleontological thermometer. Transactions of the New York Academy of Sciences 32, 720–731.
Melinte, M., Mutterlose, J., 2001. A Valanginian (Early Cretaceous) 'boreal nannoplankton excursion' in sections from Romania. Marine Micropaleontology 43, 1-25.
Milner, S.C., Duncan, A.R., Whittingham, A.M., Ewart, A., 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paran·-Etendeka igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research 69, 137-157.
Molfino, B., McIntyre, A., 1990. Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. Science 249, 766-769.
Morton, R., Kang, E.L., Henderson, B.L., 2009. Smoothing splines for trend estimation and prediction in time series. Environmetrics 20, 249-259.
Mutterlose, J., Kessels, K., 2000. Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes: implications for palaeobiogeography and palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 160, 347-372.
Noël, D., Busson, G., 1990. L'importance des schizosphères, stomiosphères, Conusphaera et Nannoconus dans la génèse des calcaires fins pélagiques du Jurassique et du Crétacé Inférieur. Bulletin de la Société Géologique de France 43, 63-93.
O'Neil, J.R., Roe, L.J., Reinhard, E., Blake, R.E., 1994. A rapid and precise method of oxygen isotope analysis of biogenic phosphate. Israel Journal of Earth Science 43, 203–212.
Odin, G.S., 1994. Geological Time Scale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 318, 59-71.
Odin, G.S., Odin, C., 1990. Échelle numérique des temps géologiques, Mise à jour 1990. Géochronique 35, 12-21.
Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2008. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
Okada, H., 1989. Morphometric and floral variations of nannoplankton in relation to their living environment. INA Newsletter 11, 87-88.
Ozkan-Altiner, S., 1999. Rock-forming nannofossils in uppermost Jurassic-Lower Cretaceous rock units of northwest Anatolia: Nannoconus and its resived taxonomy. Turkish Journal of Earth Sciences 8, 19-43.
Peate, D.W., 2009. Global dispersal of Pb by large-volume silicic eruptions in the Parana-Etendeka large igneous province. Geology 37, 1071-1074.
Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils, in: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University press, Cambridge, pp. 427–554.
Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Wildner, W., 2011. Zircon U-Pb geochronology from the Parana bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at similar to 135 Ma. Chem. Geol. 281, 93-102.
Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. Earth-Science Reviews 48, 183-210.
Price, G.D., Valdes, P.J., Sellwood, B.W., 1998. A comparison of GCM simulated Cretaceous 'greenhouse' and 'icehouse' climates: implications for the sedimentary record. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 142, 123-138.
Pucéat, E., Joachimski, M.M., Bouilloux, A., Monna, F., Bonin, A., Motreuil, S., Morinière, P., Hénard, S., Mourin, J., Dera, G., Quesne, D., 2010. Revised phosphate-water fractionation equation reassessing paleotemperatures derived from biogenic apatite. Earth and Planetary Science Letters In Press, Corrected Proof.

Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. Paleoceanography 18, 1-12.

Reboulet, S., 1996. L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du Bassin Vocontien et de la plate-forme provencale (sud-est de la France). Ph.D. Thesis, Claude Bernard Lyon 1, Lyon, p. 370

Reboulet, S., 2001. Limiting factors on shell growth, mode of life and segregation of valanginian ammonoid populations: Evidence from adult-size variations. Geobios 34, 423-435.

Reboulet, S., Atrops, F., 1999. Comments and proposals about the Valanginian-Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. Eclogae Geol. Helv. 92, 183-197.

Reboulet, S., Hoedemaeker, P.J., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboshkin, E.Y., Company, M., Delanoy, G., Dutour, Y., Klein, J., Latil, J.L., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourgues, F.A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J.M., Vasicek, Z., Vermeulen, J., Arnaud, H., Granier, B., Premoli-Silva, I., 2006. Report on the 2nd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Neuchatel, Switzerland, 8 September 2005). Cretaceous Research 27, 712-715.

Reboulet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vasícek, Z., Vermeulen, J., 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008). Cretaceous Research 30, 496-502.

Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero, D., Proux, O., 2003. Ammonoid and nannoplankton abundance in Valanginian (early Cretaceous) limestone-marl successions from the southeast France Basin: carbonate dilution or productivity? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 201, 113-139.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M., 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science 258, 975-979.

Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C., Duncan, A.R., 1996. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. Geology 24, 659-662.

Ridgwell, A., 2005. A Mid Mesozoic Revolution in the regulation of ocean chemistry. Marine Geology 217, 339-357.

Ridgwell, A., Schmidt, D.N., Turley, C., Brownlee, C., Maldonado, M.T., Tortell, P., Young, J.R., 2009. From laboratory manipulations to Earth system models: scaling calcification impacts of ocean acidification. Biogeosciences 6, 2611-2623.

Riding, R., 1993. Phanerozoic patterns of marine CaCO3 precipitation. Naturwissenschaften 80, 513-516.

Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B., Tortell, P.D., Zeebe, R.E., Morel, F.M.M., 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO2. Nature 407, 364-367.

Rondonotti, V., Marron, J.S., Park, C., 2007. SiZer for time series: A new approach to the analysis of trends. Electronic Journal of Statistics 1, 268–289.

Rost, B., Riebesell, U., 2004. Coccolithophores and the biological pump: Responses to environmental changes. Springer-Verlag Berlin, Berlin.

Rost, B., Zondervan, I., Wolf-Gladrow, D., 2008. Sensitivity of phytoplankton to future changes in ocean carbonate chemistry: current knowledge, contradictions and research directions. Mar. Ecol.-Prog. Ser. 373, 227-237.

Roy, K., Jablonski, D., Valentine, J.W., 2001. Climate change, species range limits and body size in marine bivalves. Ecology Letters 4, 366-370.

Ruppert, D., 2002. Selecting the Number of Knots for Penalized Splines. Journal of Computational and Graphical Statistics 11, 735-757.

Ruppert, D., Carroll, R.J., 1997. Penalized Regression Splines. working paper, Cornell University, School of Operations Research and Industrial Engineering (available at http://people.orie.cornell.edu/~davidr/papers/srsrev02.pdf), 1-33.

Ruppert, D., Wand, M.P., Carroll, R.J., 2003. Semiparametric Regression. Cambridge University Press, Cambridge.

Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geological Society of America Bulletin 92, 197-211.

Schmidt, D.N., Lazarus, D., Young, J.R., Kucera, M., 2006. Biogeography and evolution of body size in marine plankton. Earth-Science Reviews 78, 239-266.

Shackleton, N.J., Kennett, J.P., 1975. Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antartic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 743-756.

Shearman, D.J., Smith, A.J., 1985. Ikaite, the parent mineral of jarrowite-type pseudomorphs. Proceedings of the Geologist's Association 96, 305-314.

Sorrosa, J.M., Satoh, M., Shiraiwa, Y., 2005. Low temperature stimulates cell enlargement and intracellular calcification of Coccolithophorids. Mar. Biotechnol. 7, 128-133.

Stoll, H.M., Schrag, D.P., 2001. Sr/Ca variations in Cretaceous carbonates: relation to productivity and sea level changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168, 311-336.

Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lecuyer, C., Sucheras-Marx, B., Duarte, L.V., Philippe, M., Reggiani, L., Martineau, F., 2010. Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. Earth and Planetary Science Letters 290, 448-458.

Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Mailliot, S., Lécuyer, C., 2008. Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. Paleoceanography 23.

Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new Ar-40/Ar-39 results. Geology 38, 747-750.

Tremolada, F., De Bernardi, B., Erba, E., 2008. Size variations of the calcareous nannofossil taxon Discoaster multiradiatus (Incertae sedis) across the Paleocene-Eocene thermal maximum in ocean drilling program holes 690B and 1209B. Marine Micropaleontology 67, 239-254.

Tremolada, F., Erba, E., 2004. Major climatic and productivity perturbations in the Cretaceous: Calcareous nannofossil response to the late Valanginian event and the oceanic anoxic event 1A. Palynology 28, 265.

van de Schootbrugge, B., Föllmi, K.B., Bulot, L.G., Burns, S.J., 2000. Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. Earth and Planetary Science Letters 181, 15-31.

van de Schootbrugge, B., Kuhn, O., Adatte, T., Steinmann, P., Follmi, K., 2003. Decoupling of P- and C-org-burial following Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) platform drowning along the NW Tethyan margin. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 199, 315-331.

Vennemann, T.W., Fricke, H.C., Blake, R.E., O'Neil, J.R., Colman, A., 2002. Oxygen isotope analysis of phosphates: a comparison of techniques for analysis of Ag3PO4. Chem. Geol. 185, 321-336.

Watabe, N., Wilbur, K.M., 1966. Effects of temperature on growth calcification and coccolith form in Coccolithus huxleyi (Coccolithineae). Limnol. Oceanogr. 11, 567-575.

Weiss, R.F., 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. Marine Chemistry 2, 203-215.

Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO2 and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. Journal of the Geological Society 161, 695-702.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 137, 189-203.

Weissert, H., McKenzie, J., Hochuli, P., 1979. Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. Geology 7, 147-151.

Wiebe, R., Gaddy, V.L., 1940. The Solubility of Carbon Dioxide in Water at Various Temperatures from 12 to 40° and at Pressures to 500 Atmospheres. Critical Phenomena*. Journal of the American Chemical Society 62, 815-817.

Williams, J.R., Bralower, T.J., 1995. Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginian-Barremian (Early Cretaceous) North-Sea basin. Paleoceanography 10, 815-839.

Wilpshaar, M., Leereveld, H., Visscher, H., 1997. Early Cretaceous sedimentary and tectonic development of the Dauphinois Basin (SE France). Cretaceous Research 18, 457-468.

Winter, A., Jordan, R.W., Roth, P.H., 1994. Biogeography of living coccolithophores in ocean waters, in: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), Coccolithophores. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 161-177.

Woodward, G., Ebenman, B., Emmerson, M., Montoya, J.M., Olesen, J.M., Valido, A., Warren, P.H., 2005. Body size in ecological networks. Trends in Ecology & Evolution 20, 402-409.

Young, J.R., Westbroek, P., 1991. Genotypic variation in the coccolithophorid species Emiliania huxleyi. Marine Micropaleontology 18, 5-23.

Zar, J.H., 1999. Biostatistical Analysis, 4th edition. Prentice Hall, New Jersey.

Zhu, D.C., Chung, S.L., Mo, X.X., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., Song, B., Yang, Y.H., 2009. The 132 Ma Comei-Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day southeastern Tibet and southwestern Australia. Geology 37, 583-586.

Zondervan, I., Zeebe, R.E., Rost, B., Riebesell, U., 2001. Decreasing marine biogenic calcification: A negative feedback on rising atmospheric pCO2. Global Biogeochemical Cycles 15, 507-516.

Chapitre 3

Reconstitutions paléoclimatiques et évolution de la production carbonatée à l'Aptien

SOMMAIRE DU CHAPITRE 3

3.1 Cadre de l'étude 147

3.1.1 Cadre temporel 147

3.1.2 Présentation du secteur d'étude 148

3.1.2.1 Localisation 148

3.1.2.2 Cadre stratigraphique 149

3.1.2.3 Cadre sédimentologique, séquentiel et paléoécologique 153

3.2 Article 3 (en préparation) Cool episode and platform demise in the Early Aptian : New insights on the links between climate and production 155

3.3 Evolution de la production carbonatée sur la plate-forme 177

3.3.1 Méthode de quantification de la production carbonatée 178

3.3.1.1 Procédé d'estimation de la quantité de carbonate au sein d'un faciès 178

3.3.1.2 Quantification des flux locaux de carbonates (à l'échelle de la coupe) 182

3.3.1.2 Evolution de la production carbonatée dans le temps à l'échelle du sous-Bassin de Galvé 185

3.3.2 Résultats 187

3.3.2.1 Evolution stratigraphique des flux de carbonate 187

3.3.2.1 Evolution des flux de carbonate à l'échelle locale (g/m²/Ma) 192

3.3.2.1 Variations des flux de carbonate à l'échelle de la plate-forme (échelle régionale) 193

3.3.3 Discussion 196

3.3.3.1 Variabilité de production d'un même organisme dans l'espace 196

3.3.3.2 Variabilité de la production en fonction des organismes 198

3.3.3.3 Mise en évidence des facteurs de contrôle abiotiques de la production carbonatée de la plate-forme espagnole à l'Aptien 200

3.4 Conclusions sur l'Aptien 203

LISTE DES FIGURES

Figure 3.1 : Correspondance entre l'échelle des temps géochronologiques de Ogg *et al.* (2008), avec la synthèse stratigraphique proposant une calibration de la magnétostratigraphie, les biozonations à ammonites téthysiennes, les biozonations à foraminifères planctoniques et les biozonations à nannofossiles ……148

Figure 3.2 : Localisation du Bassin de Maetsrazgo composé de sept sous-Bassins dont le sous-Bassin de Galvé (Vennin et Aurell, 2001) 149

Figure 3.3 : Localisation des trois coupes, lithostratigraphie (Embry *et al.*, 2010) et représentation des données lithostratigraphiques de la coupe de Miravete 150

Figure 3.4 : Biozonation à orbitolines d'après les travaux de Shroeder (1964) et de Embry *et al.* (2010) reportée aux côtés de dépôts aptiens du secteur du sous-Bassin de Galvé (Shroeder, 1964) ……150

Figure 3.5 : Ages biostratigraphiques des dépôts de Villarroya selon Embry *et al.* (2010) et Moreno-Bedmar *et al.* (2009) et correspondance avec la courbe de $\delta^{13}C$ réalisée à Miravete par Embry *et al.* (2010). 152

Figure 3.6 : Schéma chronostratigraphique modifié d'après Embry *et al.*, 2010 reposant sur les travaux sédimentologiques, séquentiels, biostratigraphiques et chimiostratigraphiques réalisés dans la partie Est du sous-Bassin de Galvé 154

Figure 3.7 : Calcul de la production carbonatée à partir d'un faciès à orbitolines……181

Figure 3.8 : Quantification de la production carbonatée à partir d'un macrofaciès composé de macro-organismes et de matrice 182

Figure 3.9 : Calcul de la production carbonatée pour un intervalle de temps n à partir des observations microscopiques et macroscopiques 183

Figure 3.10 : Figurés utilisés pour les constituants dans les comptages, les faciès et les organismes observés dans les lames minces et reportés aux cotés des logs.. 183

Figure 3.11 : Schéma chronostratigraphique pour les dépôts de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Embry *et al*., 2010) et subdivision des intervalles d'étude pour les quantifications de production carbonatée au cours de l'Aptien..... 184

Figure 3.12 : Schéma de corrélation entre différentes coupes de l'Est du sous-Bassin de Galvé (Embry *et al*., 2010)…… 186

Figure 3.13 : Estimation de la production carbonatée totale sur la plate-forme du sous-Bassin de Galvé…. 187

Figure 3.14 : Coupe de Aliaga (d'après Embry *et al.*, 2010) et quantification de la production carbonatée pour chaque constituants des micro- et macro6faciès..... 188

Figure 3.15: Coupe de Miravete et quantification du carbonate produit par micro-faciès et macro- faciès. 189

Figure 3.16 : Coupe de Villarroya de los Pinares et quantification du carbonate produit par micro-faciès et macro- faciès. 191

Figure 3.17 : Variation de la production carbonatée par unité de temps au niveau des différents lieux de la plate-forme au cours de l'Aptien. 192

Figure 3.18 : Estimation de la production carbonatée sur toute l'étendue de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé au cours de l'Aptien..... 195
Figure 3.19 : Evolution des flux locaux de carbonates corrigés à Aliaga, Miravete et Villarroya au cours de l'Aptien à taux de sédimentation équivalent dans chaque intervalle..... 197
Figure 3.20 : Evolution de la production carbonatée de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé au cours de l'Aptien et rendements des producteurs majoritaires orbitolines, rudistes et coraux..... 199
Figure 3.21 : Synthèse des variations de la production carbonatée et des variations climatiques et environnementales..... 201

LISTE DES TABLES

Tableau 3.1 : Tableau des faciès observés dans les dépôts du sous-Bassin de Galvé (d'après Embry *et al.*, 2010)..... 179
Tableau 3.2 : Tableau référençant les pourcentages de carbonates au sein de chaque constituant des faciès 180
Tableau 3.3 : Tableau de calcul des flux de production au niveau des différentes aires de répartition S1, S2 et S3 au cours des intervalles 1 à 4..... 194
Tableau 3.4 : Comparaison des taux de production carbonatée au cours des intervalles 1 à 4 au niveau des secteurs Aliaga, Miravete et Villarroya 197
Tableau 3.5 : Tableau 3.3 avec les valeurs des flux régionaux de carbonates convertis à des taux de production équivalents..... 198

Ce chapitre se focalise sur l'étage Aptien qui est, comme le Valanginien, marqué par un refroidissement et une crise de la production carbonatée. L'objectif principal de cette partie est d'établir la relation entre ce refroidissement et la chute de la production des plates-formes.

Afin de préciser les interactions entre le climat et la production carbonatée à l'Aptien, ce travail s'applique 1) à construire des courbes de paléotempératures pour les eaux océaniques de surface à plus haute résolution que les courbes existantes, 2) à quantifier l'évolution de la production carbonatée à partir d'enregistrements de plates-formes dont le recouvrement dépend du secteur téthysien concerné et 3) à mettre en regard l'évolution des températures et celles des variations des flux de carbonate en domaine néritique. L'ensemble de ces travaux est réalisé à partir des enregistrements sédimentaires de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Nord Est de l'Espagne). Ce secteur bénéficie d'un cadre biostratigraphique et sédimentologique bien contraint par les travaux de Vennin et Aurell (2001), Embry (2005, non publié), Embry *et al.* (2010) et Bover-Arnal *et al.* (2010). De plus, ces dépôts présentent de nombreux supports fossiles (huîtres, rudistes, dents de poissons) qui seront mis à profit pour établir des courbes de températures des eaux.

3.1 CADRE DE L'ETUDE

3.1.1 Cadre temporel

Les âges chrono-biostratigraphiques aptiens sont bien établis dans les domaines de bassin sur la base d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles (Figure 3.1). Une calibration entre ces biozonations a été proposée par le 'Aptian Working Group' (Erba *et al.,* 1996) pour tout l'Aptien téthysien (Figure 3.1). En domaine de plate-forme, les âges biostratigraphiques reposent sur les orbitolines, dont les biozonations ont été proposées par Schroeder (1979), Arnaud-Vanneau et Arnaud (1990), Arnaud *et al.* (1998) et Clavel *et al.* (1986 ; 1987 ; Clavel *et al.,* 1995). En raison de la dépendance de ces foraminifères aux paramètres environnementaux et paléogéographiques (Arnaud Vanneau, 1980 ; Moullade *et al.*, 1985), il est difficile d'établir une biozonation précise de ces foraminifères benthiques à l'échelle de la Téthys. Dans le sous-Bassin de Galvé, les âges des dépôts étudiés par Embry *et al.* (2010) ont été établis à partir de la biozonation de Shroeder (1964) affinée pour la thèse de Embry (2005) et la publication de Embry *et al.* (2010).

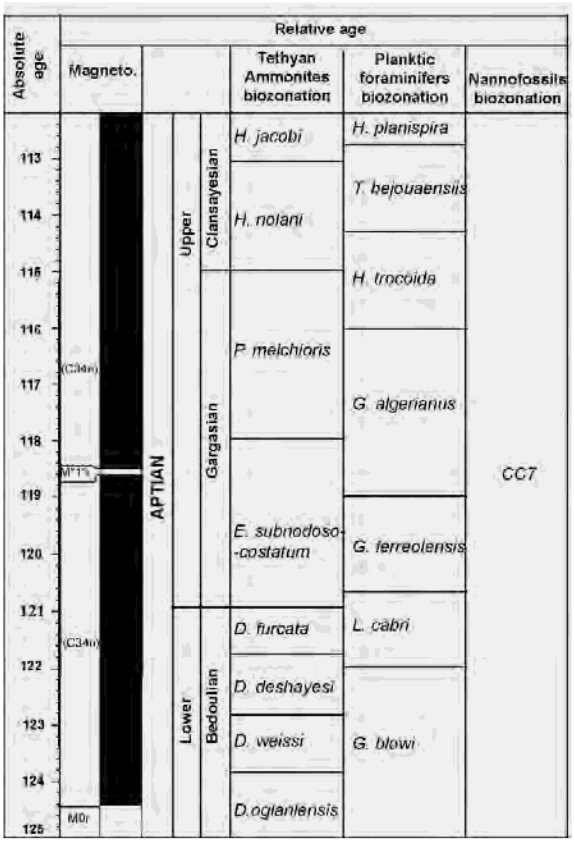


Figure 3. 1 : Correspondance entre l'échelle des temps géochronologiques de Ogg *et al.* (2008), avec la synthèse stratigraphique proposant une calibration de la magnétostratigraphie, les biozonations à ammonites téthysiennes, les biozonations à foraminifères planctoniques et les biozonations à nannofossiles.

3.3.2 Présentation du secteur d'étude

3.3.2.1 Localisation

Ce secteur d'étude se situe dans les Chaînes Ibériques, au Nord-Est de l'Espagne, dans la région de l'Aragón. Le sous-Bassin de Galvé fait partie, avec six autres sous-Bassins (Oliete, las Parras, Morella, El Perello, Salzedella, Penagolosa), du bassin du Maestrazgo (Figure 3.2). Ce bassin s'est mis en place durant une première phase extensive du Jurassique inférieur liée à l'ouverture de la Téthys, puis a été marqué d'une deuxième phase de subsidence lors de l'ouverture de l'océan Atlantique durant le Crétacé (Montadert *et al.*, 1979 ; Alvaro, 1991 ; Salas et Casas, 1993 ; Casas *et al.,* 1997). Les coupes étudiées situées à Aliaga, Miravete et Villarroya de los Pinares, se situent sur la bordure Nord-orientale de ce dernier sous-Bassin de Galvé (Figure 3.2). Le contexte de rifting et les rejeux normaux synsédimentaires des failles structurant le bassin de Maestrazgo (Salas et Guimera, 1996) créent une importante subsidence durant le Crétacé préservant ainsi le domaine des émersions.

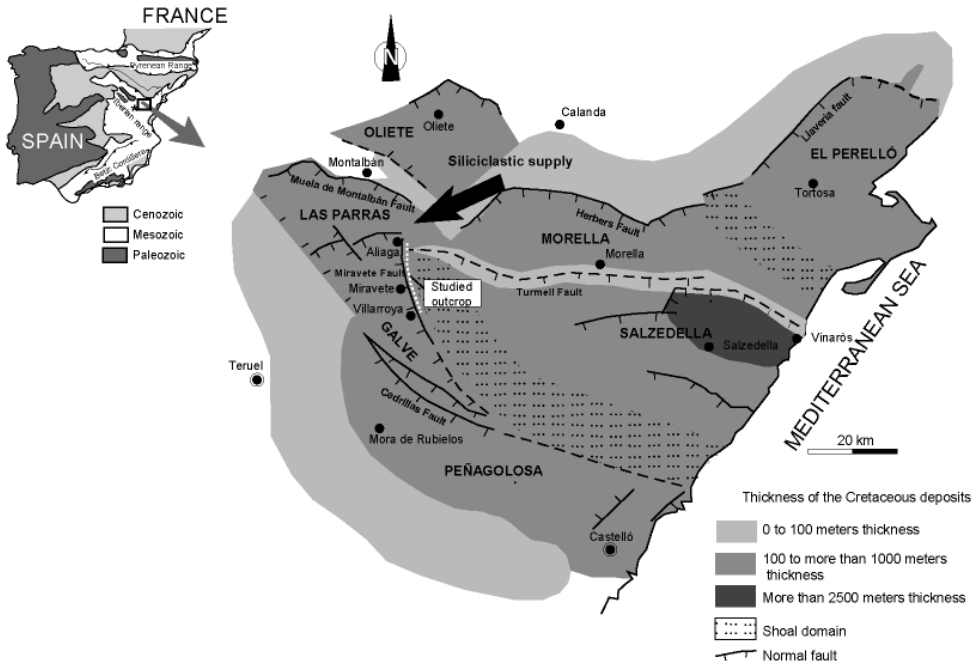


Figure 3. 2 : Localisation du Bassin de Maetsrazgo composé de sept sous-Bassins dont le sous-Bassin de Galvé (Vennin et Aurell, 2001).

3.3.2.2 Cadre stratigraphique

Les dépôts aptiens du sous-Bassin de Galvé sont enregistrés sur 250 mètres dans les domaines proximaux (Aliaga) et atteignent 400 mètres dans les domaines distaux (Villarroya de los Pinares). Ces dépôts ont été subdivisés en cinq formations : les Formations d'Artoles et de Benasal sont constituées de dépôts continentaux et les Formations de Chert, de Forcall et de Villarroya de los Pinares sont composées de séries marines (Vennin et Aurell, 2001 ; Embry, 2005 ; Embry *et al.*, 2010 ; Figure 3.3).

L'âge de ces dépôts repose essentiellement sur l'occurrence d'orbitolines et d'ammonites et sur des analyses de $\delta^{13}C$ permettent également une corrélation par chimiostratigraphie à d'autres coupes où une excursion positive des isotopes du carbone est enregistrée (Shroeder, 1964 ; Embry, 2005 ; Embry *et al.*, 2010 ; Figure 3.4). L'enregistrement de la limite Barrémien-Aptien est attesté par l'occurrence de *Palorbitolina lenticularis* et *Rectodictyoconus giganteus* dans les dépôts affleurant à Villarroya. Cet âge est étendu à tout le bassin (Embry *et al.,* 2010). La partie sommitale de la Formation de Chert contient les espèces *Choffatella decipiens*, *Praeorbitolina* sp. et *Orbitolinopsis praesimplex* indiquant un âge Aptien inférieur (Shroeder, 1964 ; Canérot *et al.*, 1982 ; Embry *et al.*, 2010). L'association des ammonites (*Deshayesites deshayesi* et *Dufrenoyia furcata*) et des orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*) atteste de l'enregistrement de l'Aptien inférieur dans les marnes de Forcall

de la coupe de Villarroya (Shroeder, 1964 ; Canérot, 1974 ; Murat, 1983 ; Martinez *et al.*, 1994 ; Embry *et al.*, 2010).

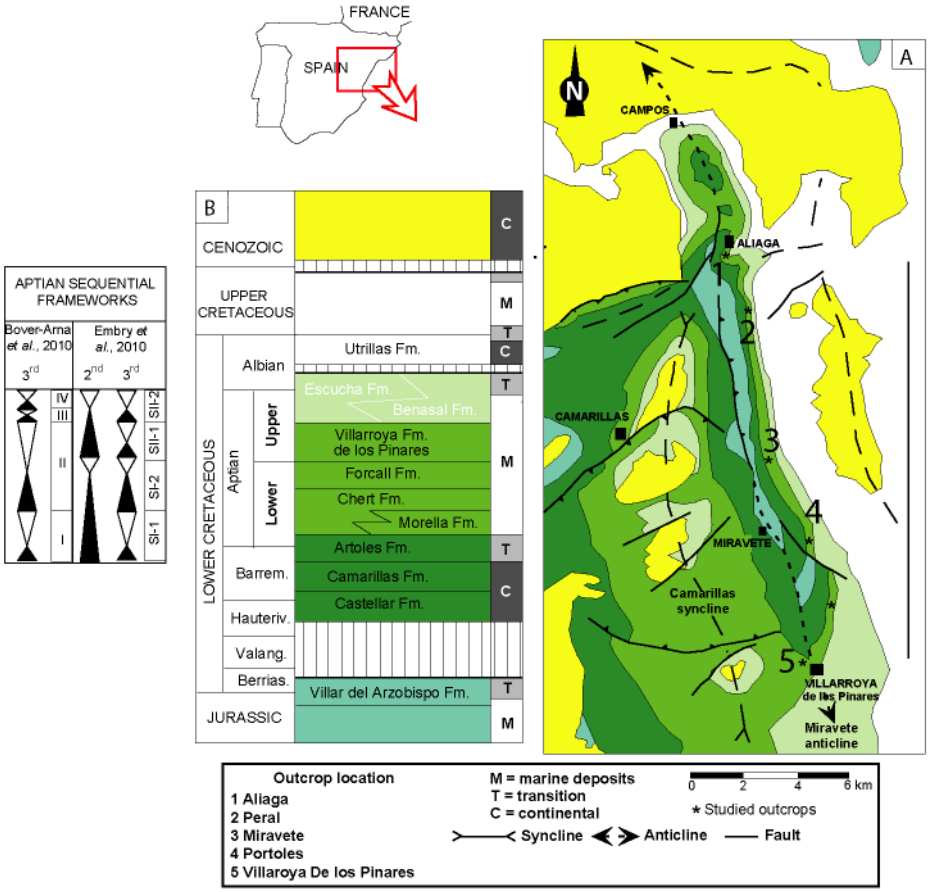


Figure 3.3: **Localisation des trois coupes, lithostratigraphie (Embry *et al.*, 2010) et représentation des données lithostratigraphiques de la coupe de Miravete.**

Les dépôts du sous-Bassin de Galvé affleurent au cœur d'un anticlinal, lié à la structuration cénozoïque des Chaînes Ibériques.

La détermination des ammonites, observées dans un niveau particulier appelé le niveau à 'Roloboceras' (*sensu* Moreno-Bedmar *et al.,* 2009), permet d'identifier la zone à ammonite *D. deshayesi* (Embry, 2005 ; Embry *et al.*, 2010). Le niveau à *D. deshayesi* est également présent dans le sud-est de la France (stratotype de Cassis-La Bédoule ; Moullade *et al.*, 1998) et au Sud de l'Angleterre (Moreno-Bedmar *et al.*, 2009) (sur la base des description de Ropolo *et al.*, 2000 ; 2006) (Moullade *et al.*, 1998 ; Renard *et al.*, 2005). Dans tous ces secteurs, le niveau à *D. deshayesi* correspond au début de l'excursion positive du $\delta^{13}C$ de l'Aptien inférieur (Moullade *et al.,* 1998 ; Embry *et al.,* 2010) et coïnciderait ainsi avec l'OAE1a (Erba *et al.*, 1996). L'occurrence de *Mesorbitolina parva*, *Pseudochoffatella cuvillieri* et *Mesorbitolina* sp. indiquent un âge Aptien supérieur basal pour la Formation de Villarroya de los Pinares (Shroeder, 1964 ; Canerot, 1974 ;

Canerot *et al.*, 1982 ; Vennin et Aurell, 2001 ; Embry *et al.*, 2010). La limite de l'Aptien inférieur à Aptien supérieur serait enregistrée à la base de cette formation selon Embry *et al.* (2010). Enfin, la Formation de Benasal est attribuée à la fin de l'Aptien supérieur reposant sur l'occurrence de *Acanthoplites bergeroni* (Shroeder, 1964) à la base de cette Formation à Villarroya de los Pinares.

Les datations d'une partie de ces dépôts sont discutées par Moreno-Bedmar *et al.* (2009) (Figure 3.5). Ces discussions portent sur l'âge du niveau à Roloboceras enregistré dans les Chaînes Ibériques, attribué à la zone à *D. deshayesi* selon les déterminations de Ropole *et al.* (2000, 2006). Moreno-Bedmar *et al.* (2009) reviennent sur les déterminations des ammonites et suggèrent un âge relatif *S. weissi* pour le niveau à Roloboceras, enregistrant la base de l'excursion positive de $\delta^{13}C$. Ces mêmes auteurs proposent également une révision des âges de ce niveau à Roloboceras enregistrés à Cassis-la Bédoule, stratotype de l'Aptien inférieur publié par Moullade *et al.* (1998). En dépit des désaccords sur l'attribution des âges relatifs et dans l'attente d'une révision des âges à l'échelle de toute la Téthys, la chimiostratigraphie peut être utilisée comme outil de corrélation entre les différentes coupes téthysiennes.

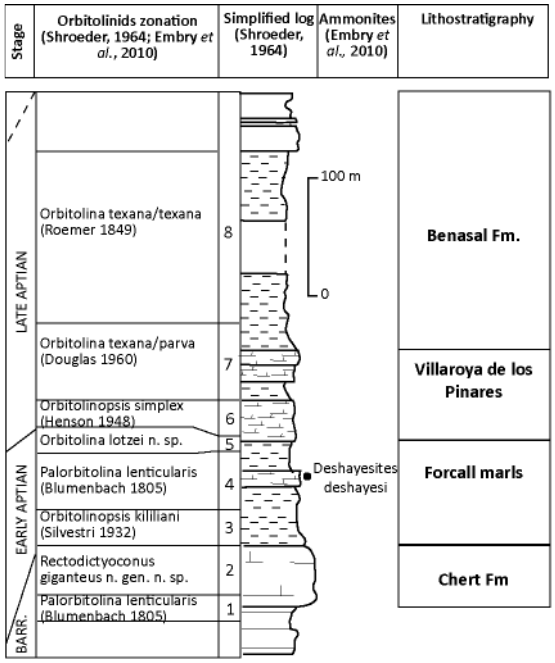


Figure 3.4 : Biozonation à orbitolines d'après les travaux de Shroeder (1964) et de Embry *et al.* (2010) reportée aux côtés des dépôts aptiens du secteur du sous-Bassin de Galvé.

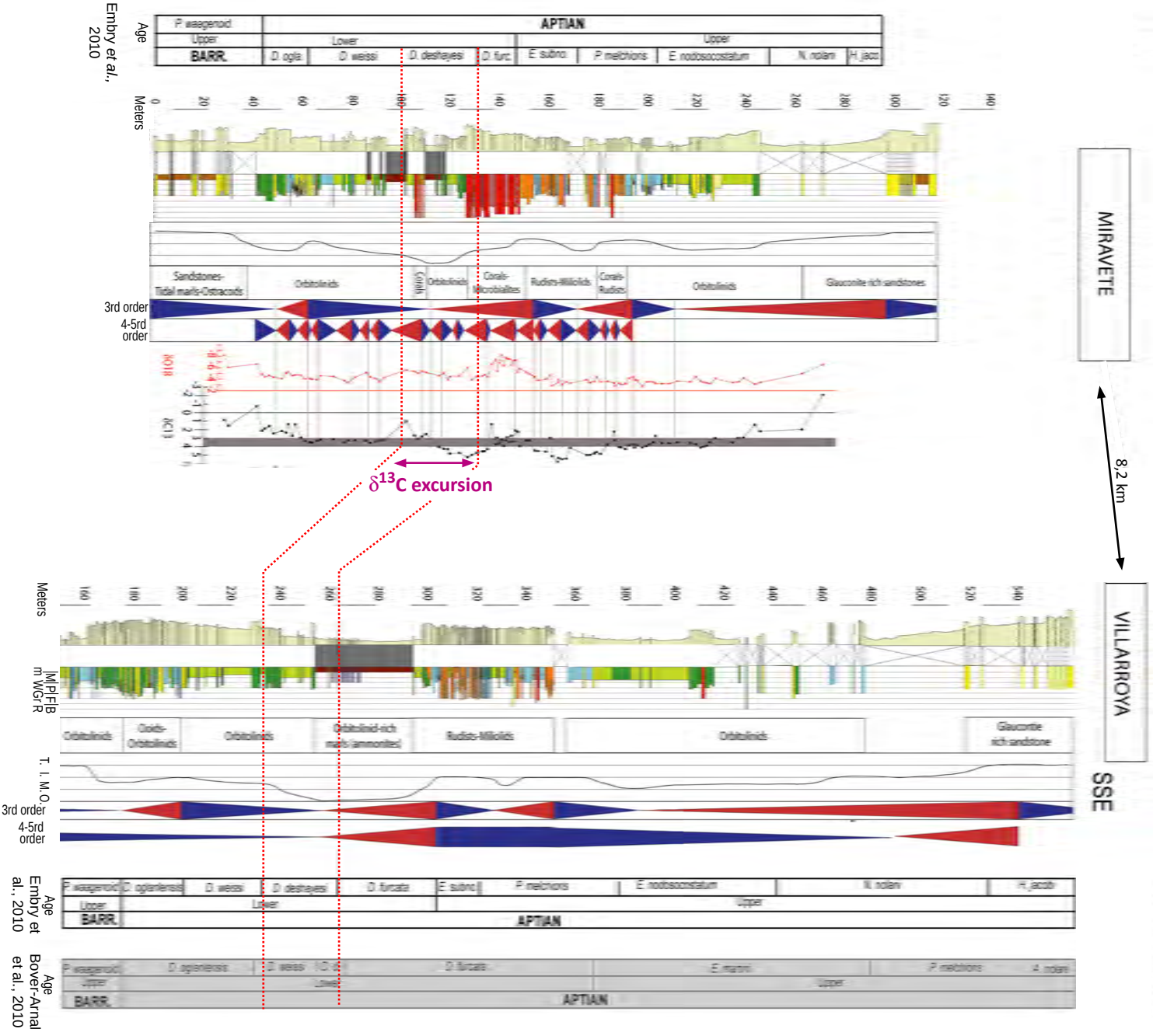


Figure 3.5 : Ages biostratigraphiques des dépôts de Villarroya selon Embry *et al.* (2010) et Moreno-Bedmar *et al.* (2009) et correspondance avec la courbe de δ13C réalisée à Miravete par Embry *et al.* (2010).

3.1.2.3 Cadre sédimentologique, séquentiel et paléoécologique

Les travaux d'Embry *et al.* (2010) menés sur les dépôts aptiens de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé ont permis :

(1) de caractériser les environnements de dépôts de la plate-forme et leur variabilité latérale,

(2) d'établir un cadre séquentiel mettant en évidence les arrêts de la sédimentation sur la plate-forme au cours de l'Aptien. L'établissement de ce cadre séquentiel, associé aux données biostratigraphiques et chimiostratigraphiques, aboutit à l'élaboration d'un schéma chronostratigraphique (Figure 3.6)

et (3) de discuter les changements de communautés floro-fauniques au cours de l'Aptien.

Les environnements de dépôts de cette plate-forme, présentant une polarité proximal-distal Nord-Sud, évoluent de faciès continentaux à des faciès distaux très marneux (Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010). Ces dépôts ont été subdivisés en séquences de 2nd et de 3ème ordre par les auteurs Embry *et al.*, 2010 et Bover-Arnal *et al.* (2010). Embry *et al.* (2010) distinguent deux séquences de 2nd ordre, la première datant de l'Aptien inférieur (Figures 3.3 et 3.6) et la seconde, datée de l'Aptien supérieur (Figure 3.3 et 3.6). Ces deux séquences seraient séparées par une surface de discontinuité importante pendant laquelle les domaines proximaux seraient soumis à l'érosion (Figure 3.6). Ces mêmes auteurs subdivisent ces séquences en quatre séquences de 3ème ordre (SI-1, SI-2, SII-1 et SII-2 ; Figure 3.3).

Les auteurs Bover-Arnal *et al.* (2010) présentent également un découpage séquentiel (Figure 3.3) : leur interprétation repose sur l'étude d'autres secteurs du sous-Bassin de Galvé, soumis à une tectonique synsédimentaire différente. Les deux travaux sont en accord sur la position des limites supérieures des séquences SII-1 (Embry *et al.*, 2010) et de la séquence III (Bover-Arnal *et al.*, 2010) enregistrées dans la Fm. de Villarroya (Figure 3.3).

Ce travail s'appuie sur le découpage et les interprétations de Embry *et al.* (2010). Ces auteurs proposent 4 arrêts de la sédimentation qui se localisent aux limites de séquences de troisième ordre définies dans le secteur oriental du sous-Bassin de Galvé (Embry *et al.*, 2010 ; Figure 3.5). Ces arrêts de sédimentation, liés à des comblements de l'espace d'accommodation et à des abaissements relatifs du niveau marin, sont datés (1) du milieu de l'Aptien inférieur (équivalent de la zone à *D. weissi*) correspondant à la limite de séquence SBI-2 ; (2) du début de l'Aptien supérieur (équivalent à la zone à *D*. s*ubnosocostatum*) correspondant à la SBII-1 ; (3) du milieu de l'Aptien supérieur

(équivalent à la zone à *D. melchioris*) correspondant à la SB II-2 ; (4) et du début de l'Albien inférieur (zone à *D. tuberculata*) au niveau de la SB III-1.

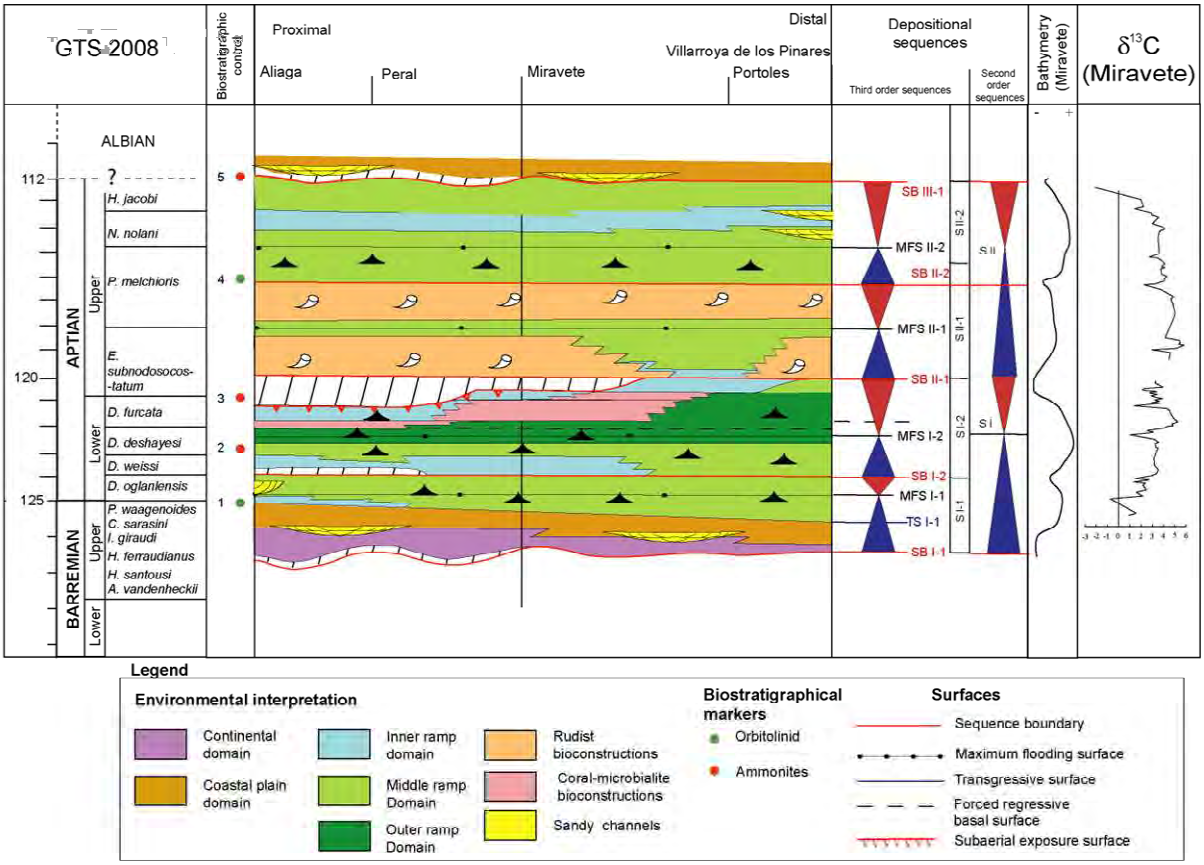


Figure 3.6 : Schéma chronostratigraphique modifié d'après Embry *et al.*, 2010 reposant sur les travaux sédimentologiques, séquentiels, biostratigraphiques et chimiostratigraphiques réalisés dans la partie Est du sous-Bassin de Galvé.

Les études paléoécologiques mettent en évidence quatre remplacements de communautés floro-fauniques au cours de l'Aptien qui sont en relation avec des fluctuations du niveau marin, des changements de conditions trophiques et, probablement, des changements de climatiques (Embry *et al.*, 2010 ; Figure 3.6). **Ces changements de communautés, associés à des modifications de la géométrie de la plate-forme, feront l'objet d'une attention toute particulière dans leur impact sur les évolutions de flux de carbonate néritique au cours de l'Aptien**.

Durant le début de l'Aptien (zone à *Deshayesites oglanlensis* à la limite des zones *D. deshayesi* et *Deshayesites furcata*), les communautés néritiques sont dominées par les orbitolines, dont la taille est supérieure à 1cm, qui constituent 20 à 80 % des dépôts. Durant cet intervalle, la plate-forme du sous Bassin de Galvé correspond à une plate-forme barrée par des shoals bioclastiques et oolithiques. Un premier changement de communauté est observé au sein de la zone à ammonite *D. deshayesi*, caractérisé par un remplacement des orbitolines par des microbialites

particulièrement bien exprimé dans les secteurs d'Aliaga et de Miravete. A Villarroya, ce niveau est réduit à quelques décimètres. Un deuxième remplacement, caractérisé par l'évolution des microbialites vers des communautés dominées par les coraux, formant des bioconstructions, à partir de la zone à *D. deshayesi* jusqu'à la fin de l'Aptien inférieur (sommet de la zone à *D. furcata*). Ces organismes bio-constructeurs vont plus particulièrement se développer dans le domaine proximal et médian de la plate-forme (secteur de Aliaga et de Miravete ; Figure 3.6). Le développement de ces bioconstructions va occasionner une rupture de la pente par le passage d'une géométrie de rampe à une géométrie de plate-forme barrée. Puis, le début de l'Aptien supérieur (équivalent de la zone à *E. subnosocostatum*) est marqué par un troisième remplacement de communauté associé à la limite de séquence SB II-1 : ici, les assemblages se composent en majorité de rudistes (Requinidae *Toucasia*) qui s'organisent en biostrome. Ces rudistes sembleraient se développer sur une plate-forme à topographie très plane selon les modèles de dépôt de Embry *et al.* (2010). Enfin, le quatrième remplacement floro-faunique marque le milieu de l'Aptien supérieur par le retour des orbitolines.

3.2 COOL EPISODE AND PLATFORM DEMISE IN THE EARLY APTIAN : NEW INSIGHTS ON THE LINKS BETWEEN CLIMATE AND CARBONATE PRODUCTION

Résumé de l'article Bonin *et al.* (*en préparation*) en vue d'une soumission à Geology

L'Aptien est un étage du Crétacé inférieur marqué par plusieurs crises de la production carbonatée qui se manifestent dans les domaines pélagiques et néritiques et qui semble coïncider avec un refroidissement à plus ou moins court terme (>1Ma). De récents modèles climatiques couplés à des modèles géochimiques suggèrent que l'arrêt de la précipitation de carbonates peut engendrer une diminution de la pCO_2 atmosphérique et un refroidissement à court terme. Toutefois, en raison de la résolution limitée des enregistrements des températures existants et des biais de corrélations stratigraphiques entre ces données de températures et les enregistrements sédimentaires de plates-formes, il est difficile d'établir une relation entre la crise des carbonates et les fluctuations climatiques. Ce travail présente de nouvelles données de températures des eaux de surface (0-100m) mesurées à partir de l'analyse du $\delta^{18}O$ de rudistes, d'huîtres et de dents de poissons. Ces fossiles ont été récoltés le long de deux coupes, Aliaga et Villarroya de los Pinares (sous-Bassin de Galvé), appartenant à une plate-forme Sud-téthysienne. Ces coupes, présentant une sédimentation relativement continue au cours de l'Aptien, enregistrent l'OAE1a ainsi que les différents arrêts de la production carbonatée néritique.

Ce travail devrait permettre de préciser la relation entre les fluctuations climatiques et les processus impliqués dans les perturbations du cycle du carbone et, notamment, avec les variations de la production carbonatée.

D'après nos travaux, les températures des eaux téthysiennes de surface varient entre 15 et 35°C durant l'Aptien. Malgré l'importante variabilité des données enregistrées au sein d'un même niveau stratigraphique qui atteint 15°C à des paléo-latitudes tropicales, une analyse de régression Kernel couplée à des analyses bootstrap permettent d'identifier un refroidissement significatif de 6°C durant la fin de l'Aptien inférieur (équivalent à la limite des Zones à *D. deshayesi*/ *D. furcata*). Plus précisément, le début de ce refroidissement semble être postérieur au début de l'épisode de stockage de matière organique dans l'océan correspondant à la fin de la Zone à *D. deshayesi*. Ce changement climatique semble également successif à une chute importante de la production carbonatée A3 au milieu de l'Aptien inférieur (Zone à *D. deshayesi*) entrainé par l'ennoiement des plates-formes espagnoles et arabiques et également helvétiques, provençales et celles du Vercors déjà affaiblies par une émersion datant de *D. weissi.* En raison de la conjugaison de l'enfouissement de matière organique et de l'arrêt de la production carbonatée, il est difficile de distinguer l'impact respectif de ces deux mécanismes sur la diminution de température pendant la partie terminale de l'Aptien inférieur.

Ce refroidissement semble précéder un important changement de producteurs de carbonates qui a lieu sur la plate-forme du sous-Bassin Galvé à la fin de l'Aptien inférieur (début de la Zone à *S. furcata*). Ce remplacement est marqué par la transition de communautés hétérozoaires, dominées par les orbitolines et les microbialites, à photozoaires dominées par des coraux, traduisant des conditions oligotrophiques. Ces changements environnementaux pourraient être engendrés par des modifications du cycle hydrologique sous un climat plus froid et aride, réduisant l'érosion continentale et les apports de nutriment des continents vers les océans via les rivières.

Cool episode and platform demise in the Early Aptian : new insights on the links between climate and carbonate production

Aurélie Bonin [a], Emmanuelle Pucéat [a], Emmanuelle Vennin [a], Michael Joachimski [b], Rémi Laffont [a], Henry Cappetta [c] and Emanuela Mattioli [d]

[a] Biogéosciences, UMR-CNRS 5561, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France.

[b] GeoZentrum Nordbayern, Universität Erlangen- Nürnberg, Schlossgarten 5, 91054 Erlangen, Germany

[c] UMR CNRS 5554, Institut des sciences de l'évolution, Université Montpellier 2, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

[d] UMR CNRS 5276 LGL - TPE, Université Claude Bernard Lyon 1, Ecole Normale Supérieure Lyon, Campus de la Doua 69622 Villeurbanne cedex, France

Keywords: Aptian, cooling, delta^{18}O, climatic mecanisms

ABSTRACT

The Early Aptian encountered several drawdowns in neritic and pelagic carbonate production, major perturbations on the carbon cycle as evidenced by the occurrence of an Anoxic Oceanic Event (OAE1a) and excursions in carbon isotopes. Yet the links between these different perturbations and climate still remain poorly understood, partly because of the lack of reliable high resolution temperature records spanning the Early Aptian interval. Here we present new oxygen isotopic data from well preserved bivalves and fish teeth from the Galve carbonate platform (Spain) that document a major and abrupt cooling event following OAE1a. Importantly, our new record demonstrates that the cooling postdates the major platform demise affecting the carbonate platforms wordwide and therefore cannot have triggered this event that occurs during the warmest interval. By contrast, the consequent drop in relative sea-level recorded at the Lower/Upper Aptian boundary, associated to an emersion of several carbonate platforms around the Tethys, occurs just after the recorded cooling climax and may have been driven by glacio-eustatism. An evolution toward drier conditions accompanying the cooling could have triggered the major change in carbonate producers observed on southern tethyan platforms, from microbialites to corals or rudists, by restricting the amount of nutrients brought from the continents by erosion.

INTRODUCTION

The Early Cretaceous period encountered several episodes of carbonate production crises affecting both the pelagic and neritic domains, during the Valanginian and Aptian stages (Arnaud at al., 1998; Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2006; 2007; Embry *et al.*, 2010; van Buchem *et al.*, 2010). These episodes occur at a time of climate instability as evidenced by short-term (<1Myr) fluctuations of marine surface temperatures (Pucéat *et al.*, 2003; Steuber *et al.*, 2005). Both climate cooling and increase in nutrient inputs have been suggested as potential factors susceptible to explain carbonate platform collapses (Föllmi *et al.*, 1994; Weissert *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2006; 2007). Conversely, recent modeling studies have also proposed carbonate production crises as a possible trigger for short-lived cold interludes that occurred in the Jurassic and Cretaceous times (Donnadieu *et al.*, in press). Yet the link between climate and carbonate production still remains unclear, mainly because of the lack of reliable temperature records with a high temporal resolution across these events. High temporal resolution $\delta^{18}O$ records exist for the Aptian (Hochuli *et al.*, 1999; Kuhnt *et al.*, 2011), but are based on bulk rock analyses, that remain controversial due to the possible burial and/or meteoric diagenetic overprints on the primary $\delta^{18}O$ trends. Existing records of upper ocean temperatures based on rudist $\delta^{18}O$ or on fish tooth $\delta^{18}O$ (Pucéat *et al.*, 2003; Steuber *et al.*, 2005) suggest the existence of a cooling episode during the earliest Late Valanginian and during the earliest Aptian. However, the stratigraphically constrains on these records are not accurate enough to allow to clearly identify the relations between climate changes and carbonate production crises. For the Valanginian, high resolution records of belemnite Mg/Ca exist (McArthur *et al.*, 2007), but the significance of this proxy, whether it reflects surface water or deep water temperatures, is still discussed because of the uncertainties related to belemnite living environment (Podlaha *et al.*, 1998; Dutton *et al.*, 2007; Wierzbowski and Joachimski, 2009). In addition, the global significance of the Valanginian event has been recently questioned by Tex86 data (Littler *et al.*, 2010).

In this work we aim to establish a record of sea surface (0-100m) temperatures throughout the Early Aptian at higher temporal resolution than existing records using the oxygen isotope composition of well stratigraphically constrained bivalves (oysters and rudists) and fish teeth. The Early Aptian presents several crises of carbonate platform production at the Tethyan scale. A major crisis occurred during the *D. deshayesi* Ammonite zone, and is associated to a large worldwide positive excursion in the $\delta^{13}C$ record, that follows a brief negative spike possibly linked to increased volcanic activity (Larson and Erba, 1999; Weissert and Erba, 2004; Tejada *et al.*, 2009). The onset of the positive $\delta^{13}C$ excursion is concomitant with widespread black shale deposition corresponding to an Oceanic Anoxic Event (OAE 1a; Arthur *et al.*, 1990; Menegatti *et al.*, 1998; Jenkyns and Wilson, 1999; Robinson *et al.*, 2004; Tejada *et al.*, 2009). Our samples have been recovered from two outcrops located in the Galve sub-Basin (Northern Spain), that has been extensively studied for floro-

faunal associations. Major floro-faunal renewals have been depicted in this section and correlated to similar events occurring throughout the Tethys during the Aptian (Embry *et al.*, 2010). Most importantly, unlike most neritic environments around the Tethys, the studied outcrops present a continuous sedimentation throughout the Early Aptian, spanning OAE1a and the associated biocalcification crisis. Our new record therefore provides the unique opportunity to study the evolution of neritic carbonate producers directly in regards to changes in seawater temperature.

GEOLOGICAL SETTING AND EVOLUTION OF CARBONATE PRODUCERS

From Late Jurassic to Early Cretaceous times, the Iberian plate underwent extension controlled by Atlantic rifting (Salas and Casas, 1993; Salas and Guimera, 1996; Salas *et al.*, 1997). The Maestrat and his respective seven sub-basins, including the Galve Sub-basin, result from this rifting. During the Alpine orogeny (Late Eocene to Early Miocene), the Iberians basins underwent tectonic inversion to form the Iberian chains (Salas *et al.*, 1997; Figure 1).

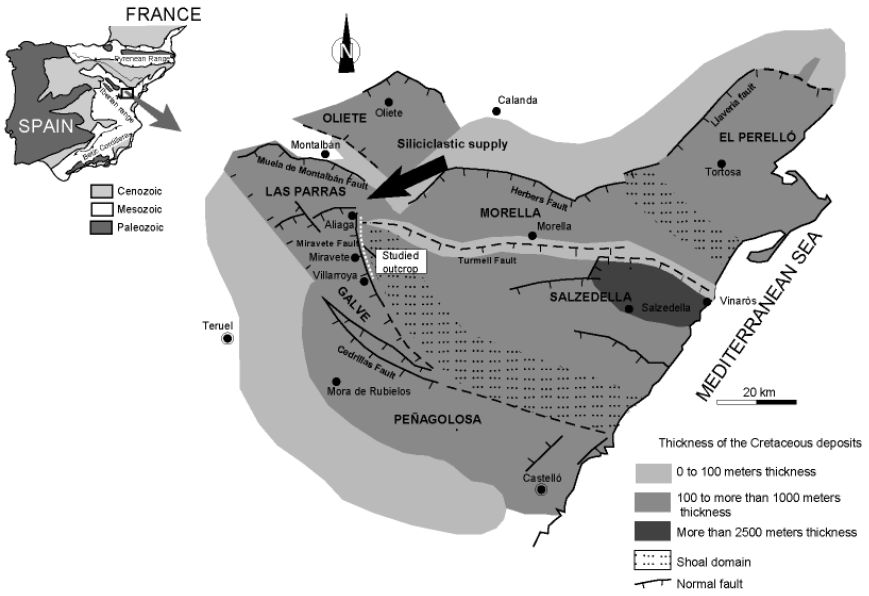


Figure 1: Location and paleogeographic reconstruction of the Galve sub-basin (studied area) and the six other sub-basins (Oliete, la Parras, Morella, El Perello, Salzedella and Penagolosa) in the Eastern Iberian Maestrat basin during the Lower Cretaceous (from Embry *et al.*, 2010).

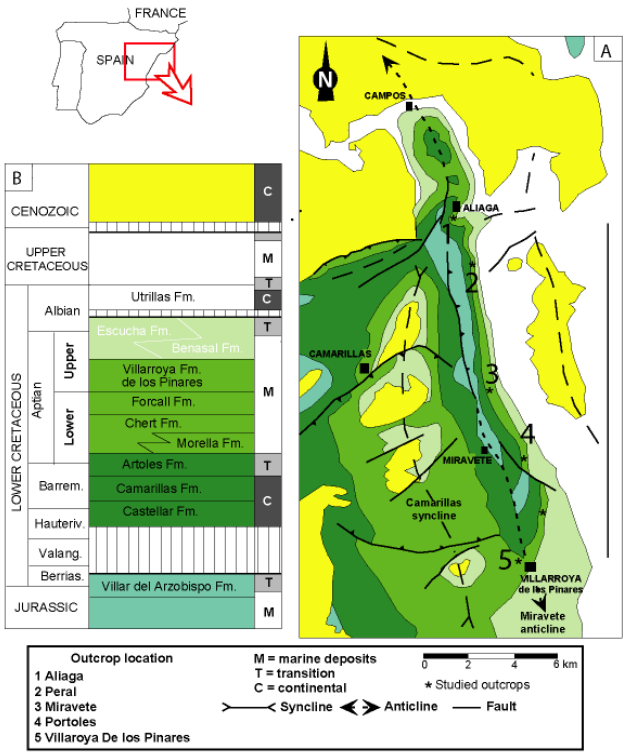


Figure 2: Geological settings of the Galve sub-basin: (a) simplified geological map and location of five studied outcrop sections. (b) Main Cretaceous lithostratigraphic units (see text for detail).

The mixed Cretaceous siliciclastic to carbonate sedimentation crops out in the Aliaga-Piravete Anticline structure and is controlled by a NNE-SSE Mesozoic normal transfer fault ("Miravete fault"). This fault controls the facies architecture and thickness of the Lower Cretaceous succession (Simon *et al.*, 1998). This succession, located in the Galve sub-basin, is up to 400 m thick in the Villarroya sections and is composed of five lithostratigraphic units (Canérot *et al.*, 1982; Figure 2). It corresponds to environments from continental to coastal domain to outer platform up to approximately 80 m deep (Vennin and Aurell, 2001; Embry *et al.*, 2010; Figure 2). This stratigraphic record is subdivided in four large scale sequences, the age of which were calibrated by ammonite biostatigraphic data from the Galve sub-Basin (Shroeder, 1964; Canerot, 1974; Murat, 1983; Martinez *et al.*, 1994) and benthic foraminifers (Shroeder, 1964; Canerot *et al.*, 1982) and refined by additional orbitolinids data, carbon isotope chemostratigraphy and sequence stratigraphic considerations (Embry *et al.*, 2010). These sequences are organized into two large-scale sequences separated by a sub-aerial exposure surface at the Lower/Upper Aptian boundary. The top of the Forcall marls records the negative spike of $\delta^{13}C$ (equivalent to C3 according to Menegatti *et al.*, 1998) predating the positive excursion of the carbon isotope curve (Embry *et al.*, 2010). Particularly rich microbialitic facies associated with corals are recorded above this negative spike and are correlated to the OAE1a event expressed in the basin (Embry *et al.*, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2010). A

characteristic trend of the floro-faunal assemblages evolved from orbitolinid-dominated ramp to a microbialites-coral dominated platform, to a rudist-dominated ramp system and a return to orbitolinids in a ramp. These changes in floro-faunal assemblages have been interpreted as the result of changing depositional environments and trophic levels (from meso- to oligotrophic and oligo- to mesotrophic, respectively) controlled by relative sea-level fluctuations and possibly climatic variations affecting the amount of continental run-off (Vennin & Aurell, 2001; Embry *et al.*, 2010).

While the shallow water carbonate systems along the northern Tethyan margin commonly record platform demise in the lower part of the lower Aptian within the *D. Weissi* Zone (Arnaud *et al.*, 1998; Föllmi and Gainon, 2008), they continue their development up to the Lower to Upper Aptian on the southern Tethyan margin (Arabian Plate) and up to the Aptian/Albian boundary in the Galve sub-basin due to both regional tectonic factors and global ocean-climate changes (Embry *et al.*, 2010; van Buchem *et al.*, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2010; Shroeder *et al.*, 2010).

MATERIAL AND METHODS

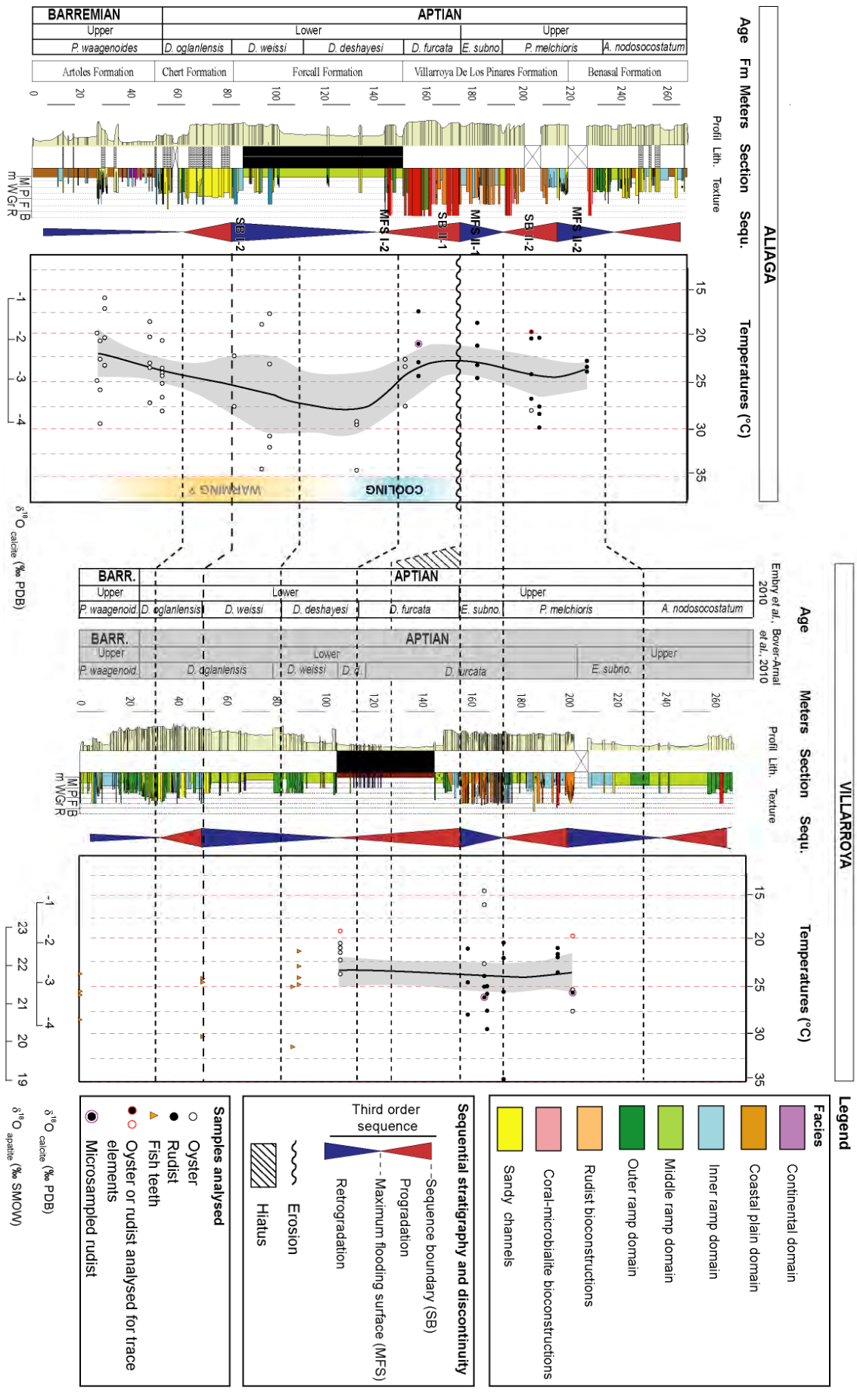
Thirteen fish teeth, 57 oysters and 38 requienids (rudists) were sampled through the Aliaga and Villarroya sections and were analysed for their $\delta^{18}O$. All rudists and oyster shells were carefully screened for potential diagenetic alteration using cathodoluminescence microscopy and only the non-luminescent parts were sampled for isotopic analyses. Because integration of Fe during diagenesis can inhibit Mn luminescence, we also analysed 3 thick rudist shells (one sample cropping at Aliaga, level 200 m; two samples at Villarroya, level 105 and 200 m respectively; Figure 3) for their Fe and Sr concentrations, along with their Mn concentrations. The analyses have been performed on a ICP-AES at the GeoZentrum Nordbayern (Erlangen, Germany). Meteoric diagenesis of low magnesian calcite (LMC) typically results in increasing Mn and Fe concentrations whereas Sr and Mg concentrations decrease (Brand and Veizer, 1980; Al Aasm and Veizer, 1982; Veizer, 1983). The three analysed shells display relatively high Fe concentrations (between 329 and 681 ppm) and relatively low Sr concentrations (below 1000 ppm). However, their very low Mn concentrations (below the detection boundary) argue against significant meteoric diagenesis of the samples.

Among the calcitic shells prepared for $\delta^{18}O$ analyses, 3 thick rudists have been selected to realize micro-sampling in order to estimate intra-shell variations. In order to average seasonal temperature and $\delta^{18}O$ seawater variations (*e.g.* Steuber *et al.*, 2005), the other shells have been sampled on a length varying from 0,5 to 4 cm, depending on the preservation of the shell, thereby crossing several growth lines. The powder has then been gathered into a single sample for each shell (Figure 3). Because the trochospiral growth of requienids limits the length of shell available on a single section, it was not possible to sample rudists on a length of more than 4 cm (Figure 4).

Isotope analyses were performed at the GeoZentrum Nordbayern (Erlangen, Germany). Calcite powders were reacted with 100% phosphoric acid at 75 °C using a Kiel III online carbonate preparation line connected to a ThermoFinnigan 252 masspectrometer. All isotopic values are reported in the standard δ- notation in per mil relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}O$ value of −2.20‰ to NBS19. Reproducibility was checked by replicate analysis of laboratory standards and was ±0.05‰ (1σ) for oxygen isotopes and ±0.02‰ (1σ) for carbon isotopes.

Thirteen fish teeth have been recovered from the Villarroya section and analysed for their oxygen isotope composition. When possible, enamel has been separated from dentine and selected for the analyses. After several rinse cycles with distilled water, 36 apatite samples (0.5 to 1 mg) were dissolved in nitric acid and chemically converted to Ag_3PO_4 using the method described by Joachimski *et al.* (2009). Oxygen isotope ratios were measured on CO using a High Temperature Conversion Elemental Analyzer (TC-EA) connected online to a ThermoFinnigan Delta plus mass spectrometer. All $\delta^{18}O$ values are reported in per mil relative to V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Accuracy and reproducibility (b±0.2‰, 1σ) were monitored by multiple analyses of Ag_3PO_4 from NBS120c and several Ag_3PO_4 standards (TUI-1, TUI-2, YR-2; n=10). The average oxygen isotope compositions of TUI-1, TUI-2 and YR-2 standards were 21.3, 5.5, and 13.2‰ V-SMOW, respectively. The mean $\delta^{18}O$ value of NBS120c was 22.6‰ V-SMOW, comparable to the value of 22.6‰ V-SMOW determined by Vennemann *et al.* (2002) by conventional fluorination.

Figure 3 (next page): Stable isotope data from rudists (black circles), oysters (white circles) and fish teeth (grey triangles) plotted along the Aliaga and Villarroya Aptian sedimentary successions (see Table 1, 2, 3 in Additionnal Caption). The temperatures were calculated using the equation of Anderson and Arthur (1983) for bivalves and rudists and Pucéat *et al.* (2010) for fish teeth, and a $\delta^{18}O_{seawater}$ of -0,7‰ (Zhou *et al.*, 2010). The bivalves microsampled across several growth lines (see Fig. 4 and Text) are circled in red. Black curve fitting the bivalve data sets in both sections are generated using a Kernel test. Grey areas enclosing the Kernel curves correspond to 95% confidence interval calculated with the bootstrap method. Fm: Formation; Lith.: Lithology; Sequ.: Sequential analysis..


ALIAGA
VILLARROYA
Age
Fm
Meters
Section
Sequ.
Temperatures (°C)
Profil Lith. Texture
BARREMIAN
APTIAN
Upper
Lower
Upper
P. waagenoides
D. oglanlensis
D. weissi
D. deshayesi
D. furcata
E. subno.
P. melchioris
A. nodosocostatum
Artoles Formation
Chert Formation
Forcall Formation
Villarroya De Los Pinares Formation
Benasal Formation
SB I-2
MFS I-2
SB II-1
MFS II-1
SB II-2
MFS II-2
WARMING
COOLING
δ18O calcite (‰ PDB)
Embry et al., 2010
Bover-Arnal et al., 2010
Legend
Facies
Continental domain
Coastal plain domain
Inner ramp domain
Middle ramp domain
Outer ramp domain
Rudist bioconstructions
Coral-microbialite bioconstructions
Sandy channels
Sequential stratigraphy and discontinuity
Third order sequence
Sequence boundary (SB)
Progradation
Maximum flooding surface (MFS)
Retrogradation
Erosion
Hiatus
Samples analysed
Oyster
Rudist
Fish teeth
Oyster or rudist analysed for trace elements
Microsampled rudist
δ18O calcite (‰ PDB)
δ18O apatite (‰ SMOW)

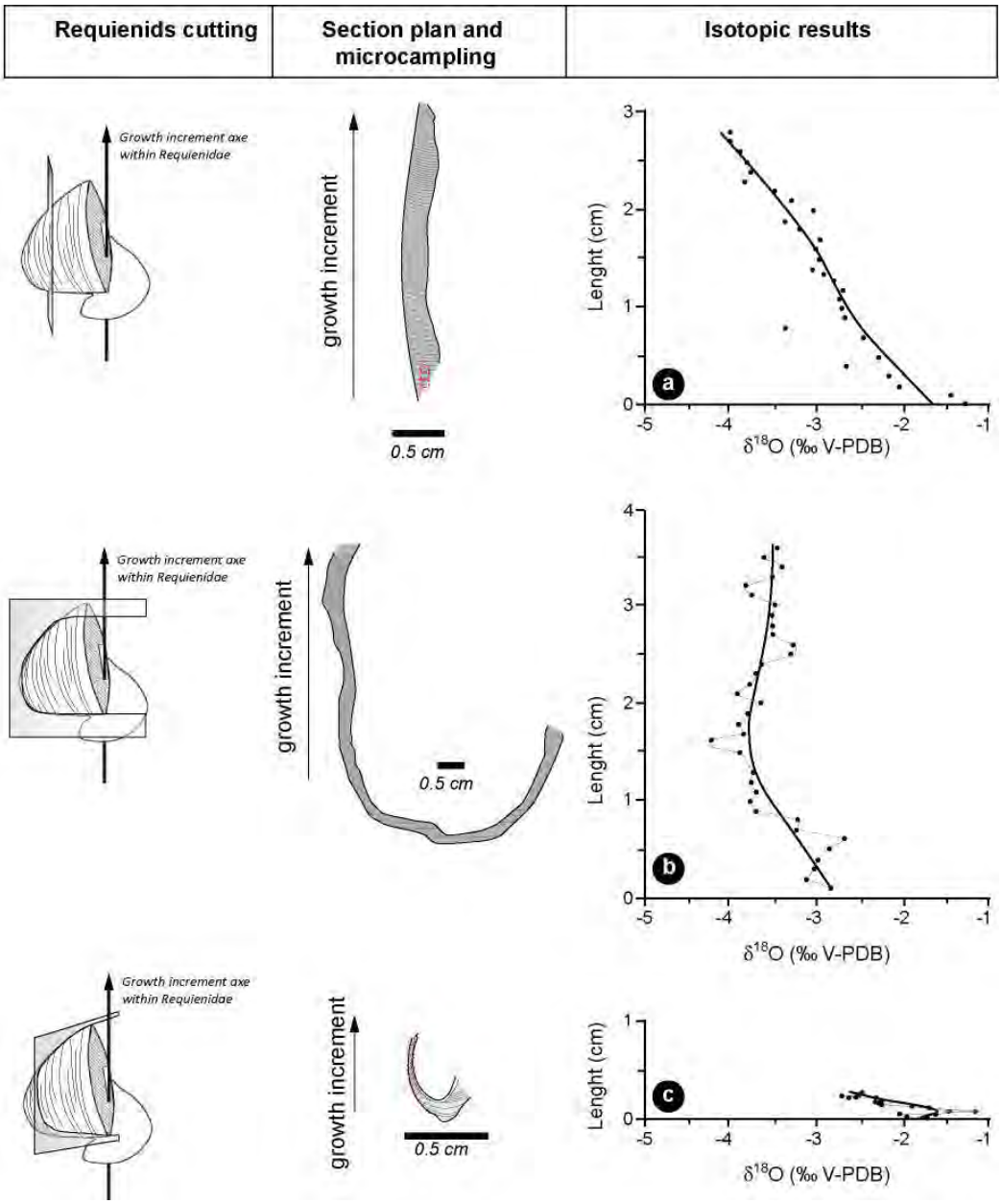


Figure 4: Micro-sampling realized on three requienid shells sampled on Aliaga and Villarroya section (circled in red on Figure 3). a) sample coming from the position 160 m from the base of Villarroya section; b) sample coming from the position 200 m from the base of Villarroya section; c) sample coming from the position 160 m from the base of Aliaga section. (See Table 4, Additional Caption for isotopic values)

PALEOTEMPERATURE RECORD ON THE GALVE PLATFORM

The oxygen isotope composition of both rudist and oyster shells range between -1 and -5‰ at Aliaga and between -0.8 and -4‰ at Villarroya (Figure 3). Rudist and oysters $\delta^{18}O$ data sets do not appear to present any significant offset, and contemporaneous rudists and oysters record similar oxygen isotopic composition. This is coherent with the absence of vital effect detected so far in both modern oysters and fossil Requinidae (Surge *et al.*, 2001; Steuber *et al.*, 2005). As a result, we combined rudist and oyster $\delta^{18}O$ values into a single data set in both sections. The oxygen isotope

composition of bivalves sampled from the same beds presents a large dispersion, of 1.5‰ on average, but up to 3‰ (Figure 3). This dispersion is close to that observed within two of the three thick rudist shells that were microsampled along a transect perpendicular to the growth lines (Figure 4). On these three rudists, $\delta^{18}O$ values define a smooth curve that includes a maximum (-1.2‰) within the sample cropping at 160 m. at Aliaga (Figure 4c) and a minimum (-4.2‰) within the sample cropping at 160m. at Villarroya (Figure 4b).

Our samples come from shallow open marine environments, where seasonal variations in sea surface temperatures (SST) and water $\delta^{18}O$ are well expressed. These records, that extended on up to 4cm of rudist shell, are therefore likely to represent part of a seasonal cycle of calcite $\delta^{18}O$ variation induced by seasonal fluctuations of both temperature and water $\delta^{18}O$ composition, as has been evidenced in other Cretaceous rudists (Steuber *et al.*, 2005). As a result, only a small part of the intra-shell variations has been averaged in most of shells, that have been sampled on a length of 1 to 2cm on average. If translated into temperature, using the equation of Anderson and Arthur (1983) and a $\delta^{18}O$ of water of -0,7‰ (Zhou *et al.*, 2008), to account for the absence of well-developed ice-sheets (Shakleton and Kennett, 1975), the dispersion recorded between different samples from a single bed would represent 6°C on average, but up to 12°C. This dispersion is comparable or slightly lower to the amplitude of seasonal thermal cycles recorded in Aptian rudists from Spain and France (Steuber *et al.*, 2005). As already highlighted by Steuber *et al.* (2005), this amplitude is likely to have been overestimated if the western Tethys encountered monsoonal climate during the Early Cretaceous, as seasonal variations of water $\delta^{18}O$ should also have contributed to the recorded fluctuation in calcite $\delta^{18}O$.

In order to determine if a trend in temperature evolution can be defined in spite of the large dispersion between contemporaneous samples, we performed statistic tests. Statistic methods used here are (1) the Kernel method and (2) the bootstrap. Each of these methods consists in a random sampling of available data by 1000 runs. From this random sampling, a mean curve is traced, associated with a 95% confidence interval (grey area; Figure 3). At Aliaga, a warming of about 5°C might be distinguished from the *D. waagenoides* Zone (Late Barremian) to the *D. deshayesi* Zone (Early Aptian), although this trend is not significant statistically. A sharp drop in surface marine temperatures is then recorded between the *D. deshayesi* and *D. furcata* Zones, again of about 5°C, that is statistically significant. From there, the temperatures remain quite stable and do not show statistically significant variations. By contrast, the temperatures inferred from bivalve $\delta^{18}O$ at Villarroya do not show any significant trend. It should be noted however that there is only one analysis within the *D. weissi* Zone, and none within the *D. furcata* Zone that record the cooling event at Aliaga. The temperatures reconstructed for the *E. subnodosocostatum* and *P. melchioris* Zones (Upper Aptian) at Villarroya are however similar to those reconstructed at Aliaga. Similarly, the

temperatures reconstructed from fish tooth $\delta^{18}O$ analyses at Villarroya, using the equation of Pucéat *et al.* (2010) and a $\delta^{18}O$ of water of -0,7‰ (Zhou *et al.*, 2008), remain too scarce to show any significant trend, although they are also in the same range than those inferred from bivalve $\delta^{18}O$ both at Villarroya and at Aliaga.

These temperatures lies in the range of those established for the Aptian using fish tooth $\delta^{18}O$ (Pucéat *et al.*, 2003) and rudist $\delta^{18}O$ (Steuber *et al.*, 2005) from France and Spain. The rudist $\delta^{18}O$ from the Galve platform appear to record cooler conditions at the base of the Aptian (*D. oglanlensis* Zone), similarly to previously published fish tooth and rudist $\delta^{18}O$ records (Pucéat *et al.*, 2003; Steuber *et al.*, 2005). The scarcity of the published fish tooth and rudist $\delta^{18}O$ data makes however difficult any further comparison for the rest of the Aptian. Tex86 data have been obtained within OAE1a from the equatorial Pacific (Dumitrescu *et al.*, 2006), that range from about 30 to 36°C, that are similar to those inferred from rudist $\delta^{18}O$ at Galve (30-35°C) for this interval.

LINKS BETWEEN CLIMATE AND PLATFORM BIOCALCIFICATION

Our new data allow to identify for the first time the evolution of sea surface temperatures directly in regard to the evolution of carbonate producers on the platform (Figure 5). Up to the temperature maximum, carbonate production is dominated by orbitolinids in the Galve Basin. The platform demise observed in the northern tethyan domain in the *D. weissi* Zone only corresponds to a sequence boundary (SBI-2) interpreted as a relative sea-level fall on the Galve platform. This sequence boundary is not marked by any major change in carbonate producers but only small genus or species changes in observed in orbitolinids. The carbonate platform demise observed in the northern tethyan margin is therefore not climatically driven. This demise is rather linked to short term regression, probably tectonically driven, interrupting a long-term rise in relative sea level. After this sequence boundary, a drop in carbonate productivity is marked by an increase in marl contents in the outcrops (Vennin and Aurell, 2001; Embry *et al.*, 2010), also observed in other southern tethyan platforms (Oman, Qatar, Soudi Arabia, UAE; Granier *et al.*, 2003 ; van Buchem *et al.*, 2010). This drop is contemporaneous to an absence of carbonate production on the northern tethyan platform (Helvetic, Provence, Vercors), expressed by condensed levels (Masse *et al.*, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1998; Föllmi *et al.*, 2006, 2007; Föllmi and Gainon, 2008). The temperature maximum documented by bivalve $\delta^{18}O$ from the Galve platform coincides with a maximum flooding event recorded worldwide (Embry *et al.*, 2010) and corresponds to the establishment of OAE1a in basinal domains (Schlanger and Jenkyns, 1976; Menegatti *et al.*, 1998). This event is expressed in the Galve Basin and in the southern Tethyan platforms by the development of microbialites and by a $\delta^{13}C$ positive excursion (Embry *et al.*, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2010).

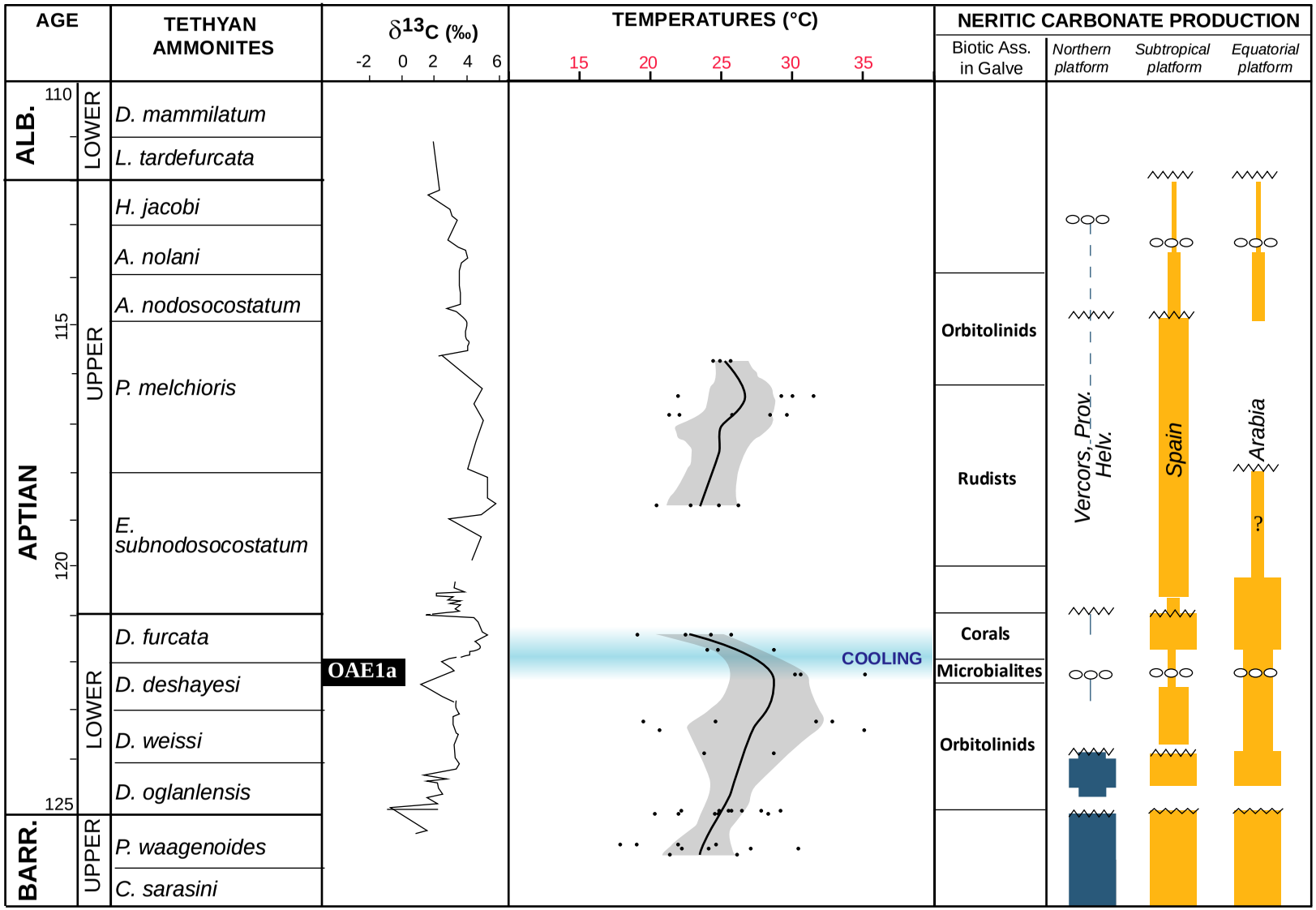


Figure 5: Evolution of temperatures inferred from bivalve δ18O from the Aliaga section. The black curve and grey interval is defined as in Figure 3. Absolute ages are from Ogg *et al.* (2008). δ13C curve has been established at Miravete, on the Galve platform and was calibrated on the ammonite biochronology (Embry *et al.*,2010). Temperatures calculation as in Figure 3. Platform neritic producers at Aliaga reported next to the temperature curve are from Embry *et al.* (2010). Evolution of carbonate production on platforms is from Arnaud *et al.* (1998), Follmi *et al.* (2007), Masse *et al.*, (1993) for the northern Tethys, Embry *et al.* (2010) for Spain (subtropical platform) and from Pittet *et al.* (2002); Shroeder *et al.*(2010); van Buchem *et al.* (2010); Vincent *et al.* (2010) for the equatorial platforms (Arabia,).

An increase of nutrient delivery to the oceans has been suggested by an increase of phosphorus content recorded prior to OAE1a (Stein *et al.*, 2011). This increase may have favored the development of microbialites. However, as high-stand sea level should have been associated by a retreat of the continental shoreline and therefore of continental inputs, the development of these organisms may rather reflect a degradation of oxygenation conditions linked to the occurrence of OAE1a in the basin.

The sharp drop in marine temperatures recorded at Galve is concomitant to a major change in floro-faunal associations, characterized by the development of corals on the Galve platform and of rudists on the southernmost platforms (Arabia). It has been suggested that this evolution from heterozoan to photozoan organisms may have been driven by a change from humid toward drier conditions at Galve (Embry *et al.*, 2010), that may have been favored by the cooler conditions. Importantly, the cooling phase identified in this study postdates both platform demise in Northern Tethys and decrease in carbonate production in the southern margin, and OAE1a. As a result, 1) this cooling cannot be responsible for the worldwide carbonate platform demise, and 2) both carbonate production decrease and enhanced organic carbon burial may have triggered the cooling event, and it is not possible to discriminate here between the two processes. The climax of the cooling recorded at Galve corresponds to a major relative sea-level drop indicated by SBII-1 at Galve, that is recorded both on the northern and southern Tethyan margins (van Buchem *et al.*, 2002; van Buchem *et al.*, 2010; Shroeder *et al.*, 2010). This supports a glacio-eustatism origin for this relative sea-level change (de Lurio, 1999; Price, 1999).

An additional demise in carbonate production affects all the southern Tethyan platform except Spain. This demise, that occurs during a lack of carbonate platforms in the northern tethyan domain, is not associated to a cooling event, although there are very few data at the transition between *E. subnodosocostatum* and *P. melchioris*.

CONCLUSION

The new bivalve $\delta^{18}O$ data presented in this work document a sharp drop in surface (>100m) water temperatures, of about 6°C, that just postdates OAE1a and the worldwide carbonate platform demise recorded during the *D. deshayesi* ammonite Zone. Our work therefore demonstrates that the cooling cannot have triggered the drawdown of carbonate production on the tethyan platforms. Conversely, both processes, enhanced organic carbon burial and carbonate platform production collapse, may have been responsible for an atmospheric CO_2 drawdown driving cooler conditions.

The cooling event occurring from the *D. deshayesi* to the *D. furcata* zones is concomitant to a major change in carbonate producers on platforms recorded in the whole southern tethyan domain, from assemblages dominated by microbialite toward assemblages dominated by corals or rudists.

This change may result from the cooler conditions that may have favored the establishment of drier conditions in the southern tethyan domain, thereby reducing the amount of nutrients brought to the oceans by continental erosion.

References

Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Blanc-Alétry, M.-C., Adatte, T., Argot, M., Delanoy, G., Thieuloy, J.P., Vermeulen, J., Virgone, A., Viroulet, B. and Wermeille, S., 1998**.** Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine* **74**, 3–89.

Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J.A., Salas, R., Skelton, P., Bitzer, K. and Gili, E., 2010**.** Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain) effects of accommodation and environmental change. *Geologica acta: an international earth science journal* **8** (3), 249–280.

Canérot, J., 1974. *Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibériques et catalanes (Espagne)*. Thèse doctorale des Sciences Naturelles. ENADIMSA, Toulouse, 517 pp.

Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. and Villena, J., 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Universitad Complutense, Madrid, 273-344.

De Lurio, J. L. and Frakes, L. A., 1999. Glendonites as a paleoenvironental tool : Implications for early Cretaceous high latitude climates in Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63** (7-8), 1039-1048

Donnadieu, Y., Dromart, G., Goddéris, Y., Pucéat, E., Brigaud, B., Dera, G., Dumas, C. and Olivier, N., *in Press.* A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse. *Palaeoceanography*.

Dumitrescu, M., Brassell, S. C., Schouten, S., Hopmans, E. C. and Damste, J. S. S. 2006. Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian. *Geology* **34** (10), 833-836.

Dutton, A., Huber, B. T., Lohmann, K. C., and Zinsmeister, W. J., 2007. High-resolution stable isotope profiles of a dimitobelid belemnite: Implications for paleodepth habitat and late maastrichtian climate seasonality *Palaios* **22** (6), 642–650.

Embry, J.C., Vennin, E., van Buchem, F.S.P., Shroeder, R., Pierre, C. and Aurell, M., 2010. Sequence stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain). In: F.S.P. Van Buchem, K.D. Gerdes et M. Esteban (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geological Society, London, pp. 113–143.

Föllmi, K., Bodin, S., Godet, A., Linder, P. and van de Schootbrugge, B., 2007**.** Unlocking palaeo-environemental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy in the key. *Swiss journal of Geosciences* **100**.

Föllmi, K.B. and Gainon, F., 2008**.** Demise of the northern Tethyan Urgonian carbonate platform and subsequent transition towards pelagic conditions: The sedimentary record of the Col de la Plaine Morte area, central Switzerland. *Sedimentary Geology* **205** (3-4), 142–159.

Föllmi, K., Godet, A., Bodin, S. and Linder, P., 2006**.** Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the nothern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Palaeoceanography* **21** (PA4211), 1–16.

Föllmi, K., Weissert, H., Bisping, M. and Funk, H., 1994**.** Phosphogenesis, carbon–isotope stratigraphy, and carbonate platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 729–746.

Granier, B., Al Suwaidi, A.S., Busnardo, R., Azizi, S.K. and Schroeder, R., 2003**.** New insight on the stratigraphy of the in offshore Abu Dhabi (U.A.E.) (2003). Nouvel aperçu de la stratigraphie du "Thamama supérieur" dans le domaine maritime d'Abou Dabi (Émirats Arabes Unis). *Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology* **Article 2003/5**,

Hochuli, P.A., Menegatti, A.P., Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., Riva, A., Erba, E. and Premoli Silva, I., 1999**.** Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology* **27** (7), 657–660.

Jenkyns, H.C. et Wilson, P.A., 1999**.** Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: Relics from a greenhouse earth. *American Journal of Science* **299** (5), 341–392.

Kuhnt, W., Holbourn, A. and Moullade, M., 2011. Transient global cooling at the onset of early Aptian oceanic anoxic event (OAE) 1a. Geology 39 (4), 323-326.

Larson , R.L. and Erba, E., 1999**.** Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian : igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Palaeoceanography* **14** (6), 663–678.

Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J. and Pancost, R.D., 2011**.** High sea surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience* [doi: 10.1038/NGEO1081].

McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F. and van de Schootbrugge, B., 2007**.** Palaeotemperature polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, delta O18, delta C13, 87Sr/86Sr): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **248**, 391–430.

Masse, J.-P., 1993. Valanginian-early Aptian carbonate platforms from Provence, southeastern France. In: J.A. Simo, R.W. Scott and J.-P. Masse (Eds), *Cretaceous carbonate Platforms: An overview*. AAPG, pp. 479.

Martínez, R., Grauges, A. and Salas, R., 1994**.** Distribución de los ammonites del Cretácico inferior de la Cordillera Costera

Catalana e Ibérica Oriental. *Cuadernos de Geología Ibérica* **18**, 337–354.

Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimon, P., Strasser, A. and Caron, M., 1998**.** High-resolution delta 13C stratigraphy through the early Aptian 'Livello Selli' of the Alpine Tethys. *Palaeoceanography* **13** (5), 530–545.

Murat, B., 1983. *Contribution à l'étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique du bassin Eocrétacé d'Oliete (prov. de Teruel, Espagne)* Thèse Doctorale des Sciences Naturelles, Toulouse, 247 pp.

Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M., 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. ISBN: 9780521898492, Cambridge.

Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgartner, H., Razin, P., Grotsch, J. and Droste, H., 2002**.** Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* **49** (3), 555–581.

Podlaha, O.G., Mutterlose, J. and Veizer, J., 1998**.** Preservation of delta 18 O and delta 13 C in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science* **298**, 324–347.

Price, 1999**.** The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* **48**, 183–210.

Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S. and Grandjean, P., 2003**.** Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Palaeoceanography* **18** (2), numéro 1029).

Robinson, S. A., Williams, T. and Bown, P. R., 2004. Fluctuations in biosiliceous production and the generation of Early Cretaceous oceanic anoxic events in the Pacific Ocean (Shatsky Rise, Ocean Drilling Program Leg 198). *Paleoceanography* **19** (4), PA4024

Salas, R. and Casas, A., 1993**.** Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics* **228** (1-2), 33–55.

Salas, R. and Guimera, J., 1996**.** Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior des Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta* **20** (7), 1704–1706.

Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martin-Closas, C., Melendez, N. and Alonso, A., 1997. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic Inversion (Iberian Chain). In : S. Crasquin-Soleau, W. Cavazza, A.H.F Roberston and P. A. Ziegler (Eds). *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins.* Peri-Tethian Memoir **6**

Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C., 1976**.** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. . *Geologie Mijnbouw* **55**, 179–184.

Simón, J.L., Arenas, C., Arlegui, L.E., Aurell, M., Gisbert, J., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. and Soriano, M.A., 1998. *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Universidad de Zaragoza.

Shroeder, R., 1964**.** Orbitoloniden Biostratigraphic des urgons nordöstlich Von Teruel (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte* **30**, 462–474.

Shroeder, R., van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A. and Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain, pp. 49–96.

Stein, M., Föllmi, K.B., Westermann, S., Godet, A., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D. and Berner, Z., 2011. Progressive palaeoenvironmental change during the Late Barremian-Early Aptian as prelude to Oceanic Anoxic Event 1a: Evidence from the Gorgo a Cerbara section (Umbria-Marche basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **302** (3-4), 396-406.

Steuber, T. and Rauch, M., 2005**.** Evolution of the Mg/Ca ratio of Cretaceous seawater : Implications from the composition of the biological low-Mg calcite. *Marine Geology* **217**, 199–213.

Surge, D., Lohmann, K.C. and Dettman, D.L., 2001**.** Controls on isotopic chemistry of the American oyster, Crassostrea virginica: implications for growth patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **172** (3-4), 283–296.

Tejada, M.L.G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T. and Tatsumi, Y., 2009**.** Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology* **37**(9), 855–858.

van Buchem, F.S.P., Baghbani, D., Bulot, L., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Quatar and the United Arab Emirates. In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain, pp. 503–548.

Vennin, E. and Aurell, M., 2001**.** Stratigraphie séquentielle de l'Aptien du sous-bassin de Galvé (Province de Teruel, NE de l'Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* **172** (4), 397–410.

Vincent, B., van Buchem, F.S.P., Bulot, L., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D. and Huc, A.Y., 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distrtibution in the Aptian-Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations). In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain pp. 139–197.

Wierzbowski, H. and Joachimski, M. M., 2009. Stable Isotopes, Elemental Distribution, and Growth Rings of Belemnopsid Belemnite Rostra: Proxies for Belemnite Life Habitat. *Palaios* **24** (5-6)**,** 377–386

Weissert, H. and Erba, E., 2004**.** Volcanism, CO2 and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society* **161**, 695–702.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O., 1998**.** Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, 189–203.

Zhou, J., Poulsen, C.J., Pollard, D. and White, T.S., 2008**.** Simulation of modern and middle Cretaceous marine δ18O with an ocean-atmosphere general circulation model. *Palaeoceanography* **23**, PA3223, [doi:3210.1029/2008PA001596].

Additionnal Caption

Meters	Absolute Ages	Sample name	Org.	$\delta^{13}C$ (V-PDB)	$\delta^{18}O$ (V-PDB)	Length of sampling (cm)	Temperature (calculated with $\delta^{18}O$ = -0.7 ‰)
202		Al 3-12	O		-2.31		
200	115.8	Al 3-10 H4	O	3.26	-2.7	1	24,80
200	115.8	Al 3-10 H3	O	1.58	-2.86	1	25,55
200	115.8	Al 3-10 H6	O	2.84	-2.58	1	24,24
184	116.5	al3-7r1	R	2.99	-3.75	1.5	29,84
184	116.5	Al 3-7 R2	R	2.54	-4.05	1.5	31,33
184	116.5	al3-7r3	R	3.15	-2.05	2.4	21,83
184	116.5	al3-7r5b	R	2.9	-3.6	0.4	29,10
180	116.87	al3-6r1	R	4.66	-1.93	2	21,29
180	116.87	al3-6h1	O	2.63	-3.67	3	29,44
180	116.87	al3-6r3	R	4.17	-2.08	0.5	21,96
180	116.87	al3-6r3l2+3	R	3.94	-2.88	0.8	25,64
180	116.87	al3-6r2	R	3.8	-3.43	0.3	28,27
160	118.64	al3-3h2	O	1.93	-2.68	1	24,71
160	118.64	al3-3h3	O	4.25	-2.97	1	26,07
160	118.64	Al 3-3 H2b	O	4.65	-2.24	0.2	22,68
160	118.64	al3-3h1a	O	2.43	-1.71	0.2	20,31
135	121.5	al2-11r4	R	5.76	-1.39	0.2	18,92
135	121.5	al2-11r3a	R	4.5	-2.59	0.2	24,29
135	121.5	al2-11r1	R	5.49	-2.2	0.7	22,50
135	121.5	al2-11r5	R	5.37	-2.92	0.4	25,83
130	121.8	al2-3a	O	5.02	-2.54	0.5	24,06
130	121.8	al2-3h1	O	4.04	-2.71	1	24,85
130	121.8	al2-3h3	O	3.22	-3.58	0.6	29,00
115	122.29	al2-1h4	O	0.48	-3.91	0.4	30,63
115	122.29	al2-1h2	O	0.71	-3.98	0.2	30,98
115	122.29	al2-1h1	O	0.64	-4.93	0.4	35,84
84	123.22	al1-18h2	O	3.12	-1.47	0.2	19,26
84	123.22	al1-18h5	O	2.14	-2.66	0.4	24,61
84	123.22	al1-18h4a	O	1.46	-4.21	0.2	32,13
84	123.22	al1-18h3	O	2.5	-4.45	0.8	33,35
80	123.4	al1-17h3	O	1.78	-4.91	0.2	35,73
80	123.4	al1-17h1	O	2.44	-1.74	0.2	20,45
70	123.85	al1-16r3	O	1.34	-3.58	0.2	29,00
70	123.85	al1-16r2	O	1.64	-2.48	0.2	23,78
41	125	al1-9h1bis	O	0.5	-3.1	1	26,68
41	125	al1-9h4a	O	0.53	-2.88	1.5	25,64

41	125	al1-9h3bis	O	1.58	-3.4	1	28,13
41	125	al1-9h3	O	0.22	-3.69	1	29,54
41	125	al1-9h2	O	2.59	-2.13	0.3	22,19
41	125	al1-9h6	O	2.13	-2.74	1	24,99
41	125	al1-9h5	O	0.28	-2.91	0.3	25,78
40	125.05	al1-8essai2	O	1.79	-2.72	1	24,89
40	125.05	Al 1-8 H 4	O	1.94	-2.06	1	21,87
40	125.05	al1-8h3l1	O	1.02	-2.65	1	24,57
40	125.05	al1-8h3	O	2.07	-1.68	1	20,18
40	125.05	al1-8h1	O	1.42	-3.49	1	28,56
19	125.75	Al 1-2 H2-2a	O	-0.89	-3.95	0.2	30,83
19	125.75	al1-2h2	O	0.88	-2.13	0.2	22,19
19	125.75	Al 1-2 H3-2a	O	0.81	-2.57	0.2	24,20
19	125.75	Al 1-2 H1-3	O	-0.45	-3.23	0.6	27,31
20	125.67	al1-3h2	O	0.24	-2.06	0.3	21,87
20	125.67	al1-3h3	O	1.1	-1.09	0.3	17,63
20	125.67	al1-3h	O	2.67	-1.37	0.3	18,83
20	125.67	al1-3h1	O	-0.48	-2.69	0.3	24,75
18	125.85	Al1-1H2	O	-0.29	-3.02	0.3	26,30
18	125.85	Al1-1H3	O	2.18	-1.92	0.2	21,24

Table 1 : $\delta^{18}O$ values measured from oyster (O) and rudist (R) cropping through the Aliaga section (see plotted values on Figure 3)

Meters	Absolute Ages	Sample name	Org.	$\delta^{13}C$ (V-PDB)	$\delta^{18}O$ (V-PDB)	Length of sampling (cm)	Temperature (calculated with $\delta^{18}O$ = -0.7 ‰)
235	112,71	vp6-38h5	O2	2,75	-2,6	1	24,34
235	112,71	VP 6-38 H2	O1	3,76	-2,04	1	21,78
235	112,71	vp6-38h3	O3	2,77	-2,62	1	24,43
235	112,71	VP 6-38 H6	O5	3,08	-3,92	1	30,68
235	112,71	VP 6-38 H 4	O4	2,8	-2,85	1	25,50
180	116,35	VP 6-31 Rext m	R		-3,19	3	27,11
180	116,35	vp6-31h1c	O	2,36	-3,13	2	26,83
180	116,35	VP 6-31 H2	O	3,01	-1,89	1	21,11
180	116,35	VP 6-31 H3	O	3,99	-3,58	2	29,00
178	116,71	vp6-22r2	R	4,18	-2,17	2,5	22,37
178	116,71	vp6-22r5	R	4,04	-2,36	2	23,23
178	116,71	vp6-22r4b	R	3,77	-2,31	4	23,00
178	116,71	vp6-22r1	R	4,06	-2,7	2	24,80
160	117,85	vp6-15r7	R	5,46	-2,03	6	21,74
160	117,85	vp6-15r6	R	4,95	-2,39	4	23,37
160	117,85	vp6-15r1	R	5,04	-5,05	1,5	36,47
160	117,85	vp6-15r4	R	4,77	-3,16	2	26,97
148	118,56	VP 6-11 R3	R	4,61	-3,21	3	27,21
148	118,56	VP 6-11 R1 A	R	4,93	-3,6	6	29,10
148	118,56	VP 6-11 R2	R	4,95	-4	3	31,08
148	118,56	VP 6-11 R4	R	4,89	-3,03	3	26,35
147	118,65	vp6-10 H4	O	4,65	-3,27	0,5	27,50
147	118,65	vp6-10 H1	O	6,5	-1,07	5	17,55
147	118,65	vp6-10 H3	O	7,73	-0,73	1,5	16,12
147	118,65	vp6-10-H2	O	4,85	-2,51	0,2	23,92
147	118,65	vp6-10-R5	R	5,03	-2,79	1	25,22
147	118,65	vp6-10-R2b	R	3,79	-3,06	6	26,49
147	118,65	vp6-10-R1	R	4,55	-3,07	5	26,54
145	119,12	VP 6-3 R5	R	4,67	-3,67	1	29,44
145	119,12	VP 6 -3 R3	R	4,68	-2,18	1	22,41
145	119,12	VP 6-3 R4	R	4,3	-2,96	2	26,02
140		vp6-2			-3,76		29,90
95	122,19	VP 8-1 H3 Vinf	O	4,76	-2,43	3	23,55
95	122,19	VP 8-1 H5 Vinf	O	4,77	-2,75	3	25,03
95	122,19	VP 8-1 H5 Vsup	O	4,61	-1,75	3	20,49
95	122,19	VP 8-1 H6	O	4,9	-2,25	3	22,73
95	122,19	VP 8-1 H2 Vsup	O	4,68	-2,15	3	22,28
95	122,19	vp8-1h2crochet	O	4,29	-2,08	3	21,96

Table 2 : $\delta^{18}O$ values measured from oyster (O) and rudist (R) cropping through the Villarroya de los Pinares section (see plotted values on Figure 3)

Meters	Absolute Ages	Sample name	Elements	$\delta^{18}O$ (V-SMOW)	Temperature (calculated with $\delta^{18}O$ = -0.7 ‰)
85	122,69	VP 9-1 b1	Dents de poissons	20,18	30,5864
85	122,69	VP 9-1 b2	Dents de poissons	21,57	24,7206
85	122,69	VP 9-1 b3	Dents de poissons	21,65	24,383
85	122,69	vp7-5	Dents de poissons	19,86	31,9368
85	122,69	vp7-6	Dents de poissons	21,43	25,3114
45	123,8	vp2-1	Dents de poissons	21,99	22,9482
45	123,8	vp2-1	Dents de poissons	21,5	25,016
45	123,8	vp2-1	Dents de poissons	21,7	24,172
45	123,8	vp2-1p	Dents de poissons	22,34	21,4712
0	125,3	vp11-7	Dents de poissons	21,8	23,75
0	125,3	vp11-7	Dents de poissons	21,32	25,7756
0	125,3	vp11-7	Dents de poissons	20,6	28,814
0	125,3	vp11-7	Dents de poissons	21,27	25,9866

Table 3 : $\delta^{18}O$ values measured from fish teeth cropping through at Villarroya de los Pinares (see plotted values on Figure 3)

Sample number	Shell lenght (cm)	$\delta^{13}C$	Analytic error	$\delta^{18}O$	Analytic error
Shell Al 2-11 (Level 160 m.; Aliaga section)					
1	0.01	5.69	0.01	-1.71	0.02
2	0.02	5.56	0.01	-1.75	0.01
3	0.03	5.43	0.01	-1.98	0.02
4	0.04	5.4	0.01	-2.05	0.02
5	0.05	5.62	0.01	-1.59	0.03
6	0.06	5.84	0.03	-1.68	0.04
7	0.07	6.03	0.01	-1.44	0.02
8	0.08	6.3	0.02	-1.15	0.05
12	0.12	5.86	0.02	-1.71	0.04
15	0.15	5.62	0.02	-1.89	0.02
16	0.16	5.45	0.02	-1.94	0.03
17	0.17	5.19	0.02	-2.27	0.01
18	0.18	5.03	0	-2.31	0.02
19	0.19	4.9	0.01	-2.28	0.01
20	0.2	4.77	0.01	-2.26	0.02
21	0.21	4.63	0.01	-2.29	0.02
22	0.22	4.41	0.02	-2.64	0.01
23	0.23	4.38	0.01	-2.7	0
24	0.24	4.41	0.01	-2.52	0.01
25	0.25	4.31	0.01	-2.51	0.01
26	0.26	4.61	0.02	-2.49	0.03
Shell VP 6-10 (Level 160 m.; Villaroya section)					
1	0.1	3.68	0.01	-2.83	0.01
2	0.2	3.5	0.01	-3.11	0.01
3	0.3	3.6	0.01	-3.04	0.02
4	0.4	3.58	0.01	-2.98	0.02
5	0.5	3.74	0.01	-2.84	0.01
6	0.6	3.83	0.01	-2.7	0.01
7	0.7	3.62	0.01	-3.23	0.02
8	0.8	3.65	0.01	-3.25	0.02
9	0.9	3.48	0.01	-3.72	0
10	1	3.02	0.01	-3.77	0.02
11	1.1	3.48	0	-3.69	0.02
12	1.2	3.49	0.01	-3.76	0.02
13	1.3	3.58	0.01	-3.74	0.01
14	1.5	3.47	0.01	-3.88	0.01
15	1.6	3.49	0.01	-4.24	0.01
16	1.7	3.48	0.01	-3.85	0.01
17	1.8	3.48	0.01	-3.91	0.01
18	1.9	3.59	0.01	-3.8	0.01
19	2	3.63	0.01	-3.63	0.01
20	2.1	3.5	0.02	-3.92	0.02
21	2.2	3.66	0	-3.75	0.01
22	2.3	3.7	0.01	-3.69	0.01
23	2.4	3.75	0.02	-3.64	0.02
24	2.5	3.95	0.01	-3.3	0.01
25	2.6	3.88	0.01	-3.27	0.01
26	2.7	3.75	0.01	-3.51	0.03

27	2.8	3.72	0.01	-3.51	0.02
28	2.9	3.67	0.01	-3.52	0.02
29	3	3.63	0.01	-3.47	0.02
30	3.1	3.41	0	-3.75	0.02
31	3.2	3.48	0.02	-3.83	0.01
32	3.3	3.63	0.01	-3.51	0.01
33	3.4	3.61	0.01	-3.42	0.01
34	3.5	3.47	0.01	-3.62	0.01
35	3.6	3.47	0.01	-3.46	0.01
Shell VP 6-31 (level 200 m.; Villaroya section)					
1	0	3.1	0.01	-1.26	0.01
2	0.1	3.25	0.01	-1.43	0.02
3	0.2	3.16	0.01	-2.02	0.01
4	0.3	3.28	0.01	-2.15	0.01
5	0.4	3.38	0.01	-2.64	0.02
6	0.5	3.17	0.02	-2.29	0.01
8	0.7	3.08	0.01	-2.46	0.02
9	0.8	3.18	0.01	-3.36	0.02
10	0.9	3.1	0.02	-2.66	0.02
11	1	2.33	0	-2.71	0.02
12	1.1	2.76	0.01	-2.73	0.02
13	1.2	3.1	0.01	-2.68	0.02
14	1.3	2.97	0.01	-2.81	0.03
15	1.4	2.82	0.01	-3.04	0.01
16	1.5	2.85	0.02	-2.97	0.03
17	1.6	2.93	0.03	-2.99	0.01
18	1.7	3.25	0.01	-2.96	0.01
19	1.8	3.38	0.01	-3.18	0.03
20	1.9	3.53	0.01	-3.36	0.01
21	2	3.2	0.01	-3.03	0.01
22	2.1	2.89	0.01	-3.28	0.02
23	2.2	2.72	0.02	-3.48	0.04
24	2.3	2.93	0.01	-3.81	0.02
25	2.4	3.06	0.01	-3.78	0.02
26	2.5	3.41	0	-3.81	0.01
27	2.6	3.39	0.01	-3.89	0.02
28	2.7	3.37	0.01	-4	0.02
29	2.8	3.42	0.01	-4.01	0.03

Table 4: $\delta^{18}O$ values of microsampling of rudist shells Al 2-11, 6-10 et 6-31 plotted on Figure 4.

3.3 EVOLUTION DE LA PRODUCTION CARBONATEE SUR LA PLATE-FORME FORME DU SOUS-BASSIN DE GALVE

La production carbonatée est influencée par trois paramètres interdépendants : les flux sédimentaires, le coefficient de dispersion du sédiment et l'espace d'accommodation (Pomar, 2001). Les flux sédimentaires, ou production carbonatée biogénique, dépendent directement des organismes producteurs qui se développent sur la plate-forme, et par conséquent, des facteurs abiotiques (températures, disponibilité des nutriments, salinité, lumière, turbidité…). La dispersion du sédiment est quant à elle, contrôlée par une interaction entre les apports, le type de sédiment produit ainsi que l'hydrodynamisme. L'accommodation est principalement gouvernée par les fluctuations du niveau marin et par la subsidence tectonique. De plus, l'importance des flux sédimentaires, régi par les producteurs de carbonates, va également influer sur l'espace d'accommodation (Pomar et Ward, 1995 ; Pomar, 2001). Dans cette présente étude, nous nous intéressons aux rendements des différents producteurs à différentes échelles : à l'échelle locale et à l'échelle de plate-forme (régionale). En effet, la production carbonatée n'est pas uniforme sur l'ensemble de la plate-forme : elle est influencée par la distribution des organismes producteurs ainsi que par la topographie du fond marin, elle-même dépendante du type d'organisme présent et des variations du niveau marin (*e.g.* Pomar 2001). Par exemple les coraux, producteurs majoritaires (*e.g.* Schlager, 1981), ne se développent que très localement de par leurs exigences écologiques. Ainsi nous voudrions comparer leur efficacité à former du carbonate en terme de production carbonatée avec celle d'autres producteurs qui, eux, colonisent l'intégralité de la plate-forme. Afin de réaliser ce travail, nous nous focalisons sur les dépôts aptiens de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Nord Est de l'Espagne ; Vennin et Aurell, 2001 ; Embry, 2005 thèse non publiée ; Embry *et al.*, 2010). Cette plate-forme présente des remplacements de producteurs au cours de l'Aptien établis par Vennin et Aurell (2001) et Embry *et al.* (2010). Durant l'Aptien inférieur, elle est dominée par les producteurs hétérozoaires qui évoluent vers des communautés photozoaires dès la fin de l'Aptien inférieur (équivalent de la base de la Zone à ammonite à *D. deshayesi*). Ces dernières sont d'abord dominées localement par des coraux, puis sont remplacés par des communautés à rudistes dès le début de l'Aptien supérieur. Enfin, au milieu de l'Aptien supérieur, la plate-forme est marquée par un retour des communautés hétérozoaires, dominées par les orbitolines.

L'objectif de cette étude est d'estimer l'évolution de la production carbonatée au cours de l'Aptien au niveau de cette plate-forme espagnole. Ces quantifications nécessitent un cadre temporel bien contraint que nous fournissent les études de Embry *et al.* (2010). Cette quantification est

spécifique au sous-Bassin de Galvé, mais permet dans un premier temps de quantifier la part de la production biogénique dans les flux sédimentaires et de comparer le rendement des différents producteurs dans le temps et dans l'espace. Au préalable, la méthode de quantification, reposant sur des observations microscopiques et macroscopiques, sera exposée.

3.3.1 Méthode de quantification de la production carbonatée

Cette quantification se base sur un comptage des micro-constituants (observés en lames minces ; < 2 mm) et des macro-constituants (visibles à l'œil nu ou > 2 mm) dans les faciès carbonatés étudiés. Ces deux catégories d'éléments sont comptabilisées indépendamment dans nos calculs. Ce travail a ainsi été effectué dans le cadre d'un Master 1 (Dumont, 2009 données non publiées).

Les comptages ont été effectués pour chaque faciès observé au niveau des trois coupes Aliaga, Miravete et Villarroya, situées respectivement dans la zone la plus proximale à la plus distale de la plate-forme. Ces comptages ne concernent que les séries marines du bassin, comprenant les Formations de Chert à Benasal (Figure 3.3). Les quantifications effectuées à partir des constituants des différents faciès ont été étendues à l'épaisseur du dépôt, ainsi qu'à leur aire de répartition. Afin d'exprimer la production par unité de temps, le temps enregistré par ces dépôts a été prise en compte.

3.3.1.1 Procédé d'estimation de la quantité de carbonate au sein d'un faciès

La quantité de carbonate présente au sein d'un faciès dépend tout d'abord des types de constituants et également de leurs proportions respectives. Afin de la quantifier, nous nous reposons sur une estimation 1) de la proportion de chaque constituant (bioclastes, pellets, micrite..) dans le faciès, et 2) de la part de carbonate qui constitue chaque élément.

Ci-dessous (Tableau 3.1) sont présentées les quantités de carbonates calculées pour chaque faciès identifié par Embry *et al.* (2010). La méthode de quantification est davantage développée ci-après.

	Facies/Texture	Diagnostic features: Organic dominating	Diagnostic features: others	Diagnostic features: Minerals	Sedimentary features	Thickness/lateral extension	Depositional environment		Carbonate fluxes ($.10^5$ g/cm^3)
	F1 Pedogenetized horizon				Abundant root traces	0.1 to 0.3 m/ plurimetric	Continental environment	(1) Continental to coastal plain	
	F2 Marls and charophyte-rich mudstone				Frequent root traces	décamétric/ hectometric	Lacustrine to coastal plain		
	F3 a. Bioclastic sandstone of fluviatile origin			Gl-Mc	a. Cross bedded to high energy planar stratifications, erosional surfaces, thinning upward sequences, mica-rich sandstones.	0.5 to 3 m/ hectometric	Coastal plain, foreshore		22
	F3 b. Bioclastic sandstone of marine origin				b. Cross bedded to planar stratifications, erosional surfaces, thinning upward sequences, bioturbation: *Planolites-Thalassinoides*	0.5 to 3 m/ hectometric			
	F4 a. Miliolid mudstone				a. Birds-eyes showing a complex filling of micrite (vadose silt) and cement.	0.1 to 0.3 m/ hectometric	Protected-restricted lagoon, upper shoreface	(2) Inner platform	15
	F4 b. Miliolid packstone				b. Micritized-seldom fragmented bioclasts, bioturbation: *Skolitos-Planolites.*	0.4 to 2 m/ hectometric	Upper shoreface		
	F5 a. Oyster floatstone				a. "Patches" packed in a marly matrix	0.2 to 0.5 m/ plurimetric	Protected-restricted lagoon, upper shoreface,		22
	F5 b. Bivalve wackestone to floatstone			•• I	b. Lumachelle with erosional surfaces, high energy planar stratification, bioerosion.	0.2 to 0.4 m/ hectometric			
	F5 c. Gastropod floatstone				c. Erosional surfaces, bioclasts with variable rate of fragmentation,	0.5 to 1 m/ decametric	Storm-reworked layers, upper shoreface		
	F6 a. Rudist wackestone to packstone				a. Abundant bioturbation: *Planolites, Thalassinoides, Gordia.*	0.5 to 5 m/ kilometric	Shoreface (mud flat)		20-27
	F6 b. Rudist boundstone				b. "grain-supported" reefs.	0.5 to 2 m / plurimetric			
	a. Oolitic packstone-grainstone			•• I	a. Erosional surfaces, high energy planar to low angle stratifications, thinning upward, current ripples; broken bioclasts and fibrous, equigranular drusic cements, oolites with bioclastic and detritic nuclei.	0.2 to 2 m/ hectometric	Upper shoreface	(3) Oolit`ic sand shoal	15-19
	F7 b. Bioturbated packstone rich in oolites				b. Frequent bioturbation: *Ophiomorpha, Thalassinoides*, oolites and bioclasts micritized.	0.2 to 2 m/ hectometric	Shoreface (protected-restricted environment)		
	c. Serpulid/oolite – rich packstone				c. Centimetric buildups, bioerosion by bivalves.	0.1 to 0.3 m/ decametric	Upper to lower shoreface (oolith shoals stabilization)		10
	d. Bioclastic packstone-grainstone				d. Erosional surfaces, high energy planar to low angle stratifications, HCS, broken bioclasts.	0.5 to 2 m/ hectometric	Upper shoreface		
	F8 a. Coral-rudist floatstone				a. Fragmented bioclast lenses, embedded in a bioclastic packstone and intense bioerosion and micritization.	0.5 to 5 m/ kilometric	Shoreface (inter reef and fore reef, moderate to high energy conditions)	(4) Coral/stromatoporoid and microbialite reefs	20-22
	F8 b. Coral-chaetetidae floatstone				b.Bioclastic lenses with fragmented and bioeroded corals.				
	F9 a. Coral-stromatoporoid boundstone				a. Intense bioerosion, encrusted by serpulids and embedded in a bioclastic packstone and/or marly matrix.	0.2 to 0.5 m/ metric	Shoreface to upper offshore (development of the reefs occurs under the fair weather wave base that they reach by aggradation, some others develop in a more protected depositional environment behind the rim)		20-22
	F9 b. Isolated coral-microbialite boundstone				b. Biostrome	0.5 to 2 m/ metric			
	F9 c. Coral-stromatoporoid-microbialite boundstone				c. Bioherm, bioerosion, corals encrusted by microbialites	2 to 5 m/ decametric, hectometric			
	F10 a. Orbitolinid packstone			•• I	a. Low angle stratifications, erosional and bioturbated surfaces, orbitolinid accumulations, broken bioclasts	0.5 to 2 m/ hectometric	Shoreface to upper offshore	(3) Orbitolinid shoal	10 -19
	F10 b. Orbitolinid packstone-wackestone				b. and, c. Frequent bioturbation: *Thalassinoides, Planolites* infilled by orbitolinids, random orientation and a low rate fragmentation.	decametric/ hectometric			
	F10 c. Orbitolinid marls								
	F11 Bioclastic mudstone-packstone				Mudstones commonly interbedded with bioclastic packstones, common erosional surfaces, thinning-upward cross-bedded stratifications and HCS.	0.5 to 1 m/ hectometric	Upper offshore (depositional environment dominated by the storms)	(5) Outer platform	non observé
	F12 a. Green marls with calcareous nodules				a. Frequent bioturbation, well preserved bioclasts	decametric/ hectometric	Upper to lower offshore		9-11
	F12 b. Green marls				b. Frequent bioturbation: *Thalassinoides, Phycodes, Planolites.*				

Tableau 1 : Tableau de faciès observés dans les dépôts du sous-Bassin de Galvé (d'après Embry *et al.*, 2010)

a. Procédé de quantification à l'échelle microscopique

Pour cette étude, 100 lames minces réalisées pour les travaux de Embry (2005) ont été photographiées ou scannées afin d'être traitées informatiquement (comptages des constituants au sein des différents faciès). Ces comptages ont été effectués à l'aide du logiciel JMicroVision qui permet d'effectuer des estimations en pourcentages (%). Ces quantifications s'effectuent à partir d'un pointage aléatoire au travers du cliché de la lame mince en identifiant la nature du constituant pointé (ciment, boue, foraminifères, ...). Pour chaque lame mince, 250 pointages ont été considérés afin d'obtenir une image représentative de sa composition. Un même microfaciès peut enregistrer une variabilité en terme de constituants, et pour remédier à ce biais, plusieurs lames sont comptabilisées afin d'établir une moyenne.

Pour chaque microfaciès, la production carbonatée induite par chaque constituant (notée pc_{el}) est calculée à partir de la part de carbonates $\mathbf{P_{CaCO3}}$ présente dans le constituant, et est exprimée en pourcentages (%). Ce travail prend en compte les éléments détritiques et la microporosité présents dans le test de certains organismes. Les proportions de carbonates utilisées pour chaque constituant sont détaillées dans le tableau ci-dessous (Tableau 3.2).

Element	Orbitoline	Miliole	Other	Green algae	Bivalve	Rudist	Ostracod	Gastropod	Echinoderm	Bryozoan	Serpulid	Coral	Microbialite	Oolite	Pelloid	Micritic mud 1	Micritic mud 2
$P_{CaCO_{3})element}$ (%)	0.5	0.4	0.4	0.7	1	1	1	1	1	0.5	0.5	1	0.8	1	1	0.65	0.35

Tableau 3.2 : Tableau référençant les pourcentages de carbonates au sein de chaque constituant des faciès.

Dans ces comptages, la production carbonatée correspondant à la micrite est également considérée. Nous estimons que cette micrite est présente à 65% dans des boues carbonatées de faciès calcaires et qu'elle constitue 35 % de la boue carbonatée présente dans les dépôts marneux. Ces pourcentages n'ont pas été déduits de calcimétries mais à partir des compositions moyennes connues d'un carbonate et d'une marne (Cojan et Renard, 1999). Les pourcentages restants correspondent aux argiles présentes dans les boues.

Ainsi, la quantité de carbonate produite par chaque constituant est exprimée ci-dessous, et s'exprime en $g.m^{-3}$:

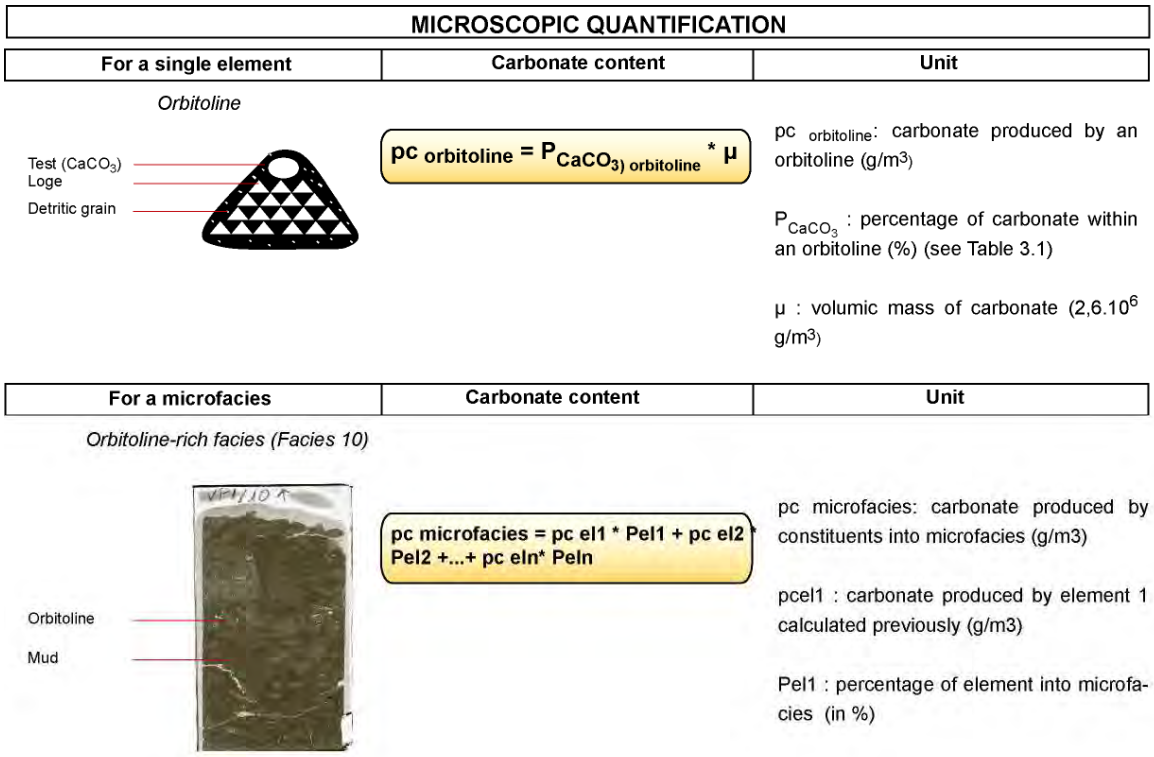


Figure 3.7: Calcul de la production carbonatée à partir d'un faciès à orbitolines

b. Procédé de quantification à l'échelle macroscopique et à l'échelle du faciès

Certains faciès sont constitués de macro-organismes (cf. F4, F6, F8, F9, F10 ; Tableau 3.1). La part de carbonate de chacun de ces organismes (P_{ORG}, Figure 3.8) a été quantifiée indépendamment de celle de la matrice ($P_{microfaciès}$; Figure 3.7). En effet, un même faciès constitué de macro-constituants peut être composé d'une matrice de composition variable (correspondant aux microfaciès ; Tableau 3.1) : cette différence est ainsi prise en compte dans les quantifications.

Pour un faciès, on ajoute la part de carbonate induite par les macro-organismes et celle de la matrice (Figure 3.8). Les valeurs de production carbonatée associées à chacun des faciès sont référencées dans le Tableau 3.1. Elles constituent les valeurs de références pour les quantifications suivantes.

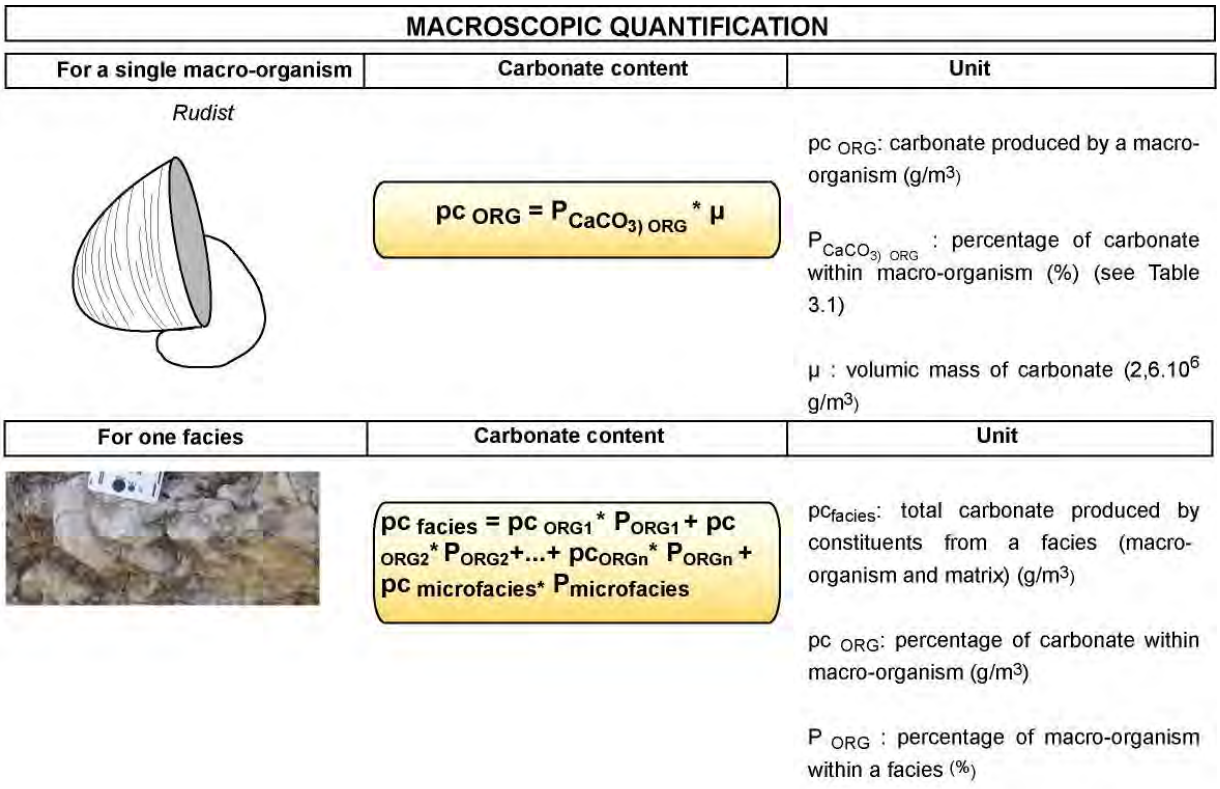


Figure 3.8 : Quantification de la production carbonatée à partir d'un macrofaciès composé de macro-organismes et de matrice (voir observations microscopiques ; Figure 3.6*).*

3.3.1.1 Quantification des flux locaux de carbonates (à l'échelle de la coupe)

Les calculs précédents reflètent la quantité de carbonate produit pour un faciès. Le flux de carbonate va dépendre de l'épaisseur du dépôt et de la durée pendant laquelle la sédimentation s'est opérée. Afin d'estimer les flux de carbonate à l'échelle d'une succession sédimentaire, chaque valeur de quantité de carbonate calculée pour chaque faciès est multipliée par l'épaisseur (**h**) de son dépôt (Figure 3.9). Elle sera exprimée en g/m². Ces valeurs sont ensuite divisées par la durée pendant laquelle s'est effectué le dépôt afin d'exprimer ces flux par unité de temps (**g/m²/Ma**). Il est toutefois difficile de connaître la durée de dépôt pour chaque niveau sédimentaire en raison de la faible résolution du cadre chronostratigraphique. Ici, nous allons travailler à une échelle de temps plus large (sous forme d'intervalle). Au sein de ces intervalles, tous les flux de carbonate spécifiques à chaque dépôt seront ajoutés et divisés par la durée pendant laquelle tous ces dépôts ont sédimentés. Ces durées sont déduites du schéma chronostratigraphique établi par Embry *et al.* (2010) pour les dépôts de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Figure 3.8).

Dans cette partie, l'épaisseur du dépôt au moment de sa sédimentation et sa compaction lors de son enfouissement ne sont pas pris en compte. Ces quantifications permettent néanmoins d'observer les évolutions de la production carbonatée de façon relative.

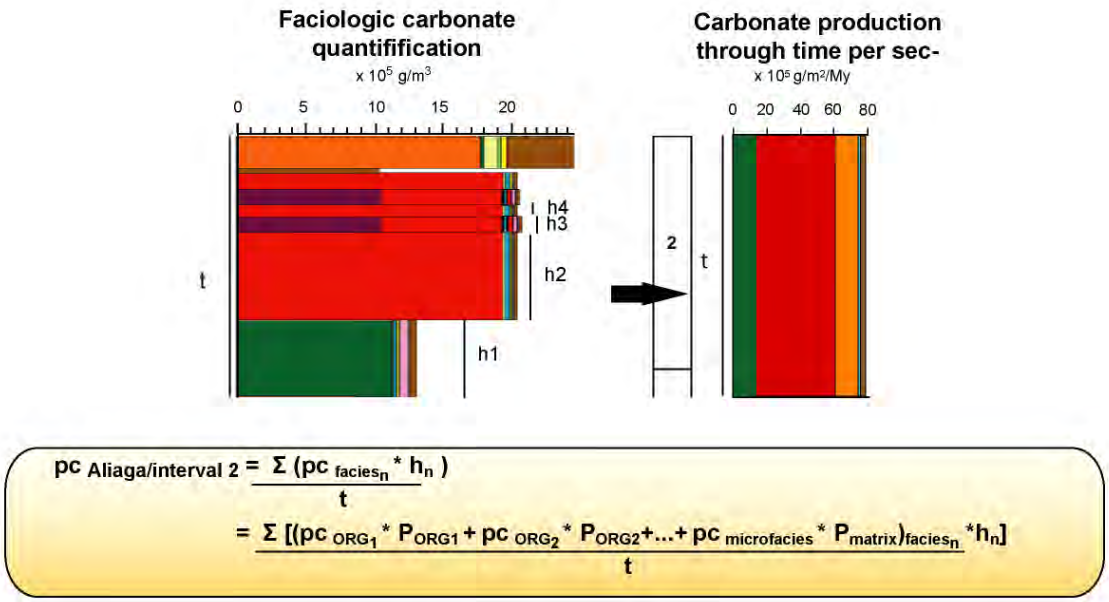


Figure 3.9 : Calcul de la production carbonatée pour un intervalle de temps n à partir des observations microscopiques et macroscopiques. Les légendes sont figurées à la Figure 3.10.

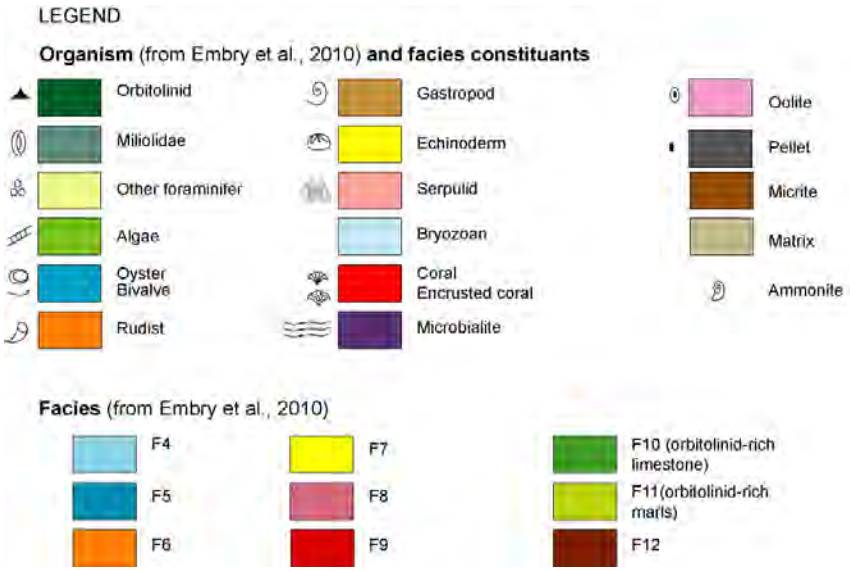


Figure 3.10 : Figurés utilisés pour les constituants dans les comptages, les faciès et les organismes observés dans les lames minces et reportés aux cotés des logs.

Les intervalles de temps choisis pour cette étude ont été définis en fonction de la composition des communautés de producteurs dominant sur la plate-forme. Dans le sous-Bassin de Galvé, quatre types d'organismes producteurs dominants sont observés et se succèdent dans le temps : orbitolines, microbialites, coraux et rudistes. Toutefois, l'épisode de développement des microbialites est très court ne générant que très peu les flux de carbonate. Les intervalles de temps utilisés pour cette étude seront limités par les remplacements floro-fauniques. **A terme, les résultats de cette étude devront permettre de distinguer les différences de production entre ces organismes dominants.**

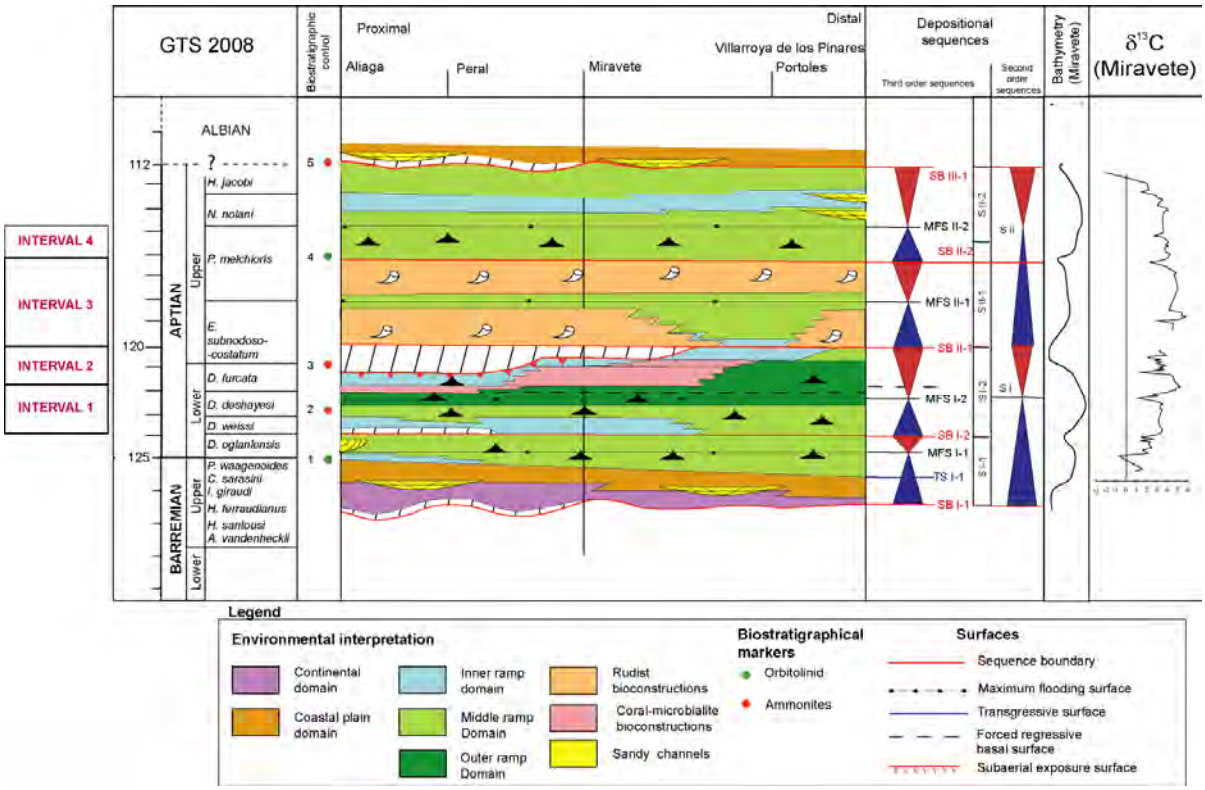


Figure 3.11 : Schéma chronostratigraphique pour les dépôts de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Embry *et al.*, 2010) et subdivision des intervalles d'étude pour les quantifications de production carbonatée au cours de l'Aptien.
Chaque intervalle est subdivisé en fonction des communautés floro-fauniques dominantes.

Les intervalles 1, 2, 3 et 4 sont respectivement dominés par les orbitolines, les coraux, les rudistes puis de nouveau par les orbitolines. Les successions sédimentaires sont jalonnées de *hiati* et d'érosions de plus ou moins courtes durées qui sont pris en compte dans les calculs de flux de carbonate (Figure 3.9). Les limites d'intervalles correspondent, pour la plupart, à ces *hiati* (Figure 3.11)

L'intervalle 1 comprend une partie de l'Aptien inférieur et s'étend sur environ 2 Ma (Figure 3.11). En domaine proximal, la base de cet intervalle n'est pas enregistrée et est marquée par une surface d'érosion et par un hiatus (*de non dépôt*) dont la durée est estimée à 0,25 Ma (Embry *et al.*,

2010). Les dépôts de cet intervalle sont caractérisés par la dominance des orbitolines et de bivalves. L'intervalle 2 s'étend de la fin de l'Aptien inférieur et au début de l'Aptien supérieur sur 1,75 Ma (selon la Figure 3.11). Sur certains secteurs de la plate-forme, il est caractérisé par le développement de bioconstructions coralliennes et est limité à son sommet par une importante discontinuité d'érosion. En domaine proximal et médian, sa limite supérieure est diachrone en raison d'un hiatus. Considérant la durée sous-estimée du hiatus pendant laquelle les sédiments de l'intervalle 2 se sont déposés dans environ 0,75 Ma à Aliaga, et de 1,5 Ma à Miravete. L'intervalle 3, s'étendant sur environ 4.25 Ma, comprend une partie de l'Aptien supérieur ; il est caractérisé par des bioaccumulations à rudistes sur toute l'étendue de la plate-forme. Enfin, l'intervalle 4, marqué par le retour des orbitolines, en quantités inférieures par rapport à l'intervalle 1, s'étend sur 1.25 Ma et comprend une partie de l'Aptien supérieur terminal. Cet intervalle 4 est limité à son sommet par le maximum d'inondation MFS II-2, surmonté par les premiers dépôts sableux (en jaune) signant le retour des environnements continentaux.

Comme il a été dit précédemment (page 13), ces remplacements de faunes sont associés aux changements de géométries de la plate-forme bien documentée par Embry *et al.* (2010). Alors que le développement des bioconstructions à coraux participe à la formation de plates-formes barrées. En revanche les orbitolines et les rudistes semblent se développer sur des plates-formes dont la topographie est plane.

Pour chaque intervalle d'une durée t, les taux de sédimentation sont calculés afin de voir les variations de sédimentation au cours du temps. Ceux-ci sont présentés sur les Figures 3.15 et 3.16

Tx sédimentation = épaisseur des dépôts/ t (m/Ma)

3.3.1.2 Evolution de la production carbonatée dans le temps à l'échelle du sous-Bassin de Galvé

Le calcul de la production carbonatée à l'échelle du sous-Bassin de Galvé repose sur la connaissance de l'extension latérale des associations de faciès spécifiques aux intervalles 1 à 4. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur le schéma de corrélations stratigraphiques de Embry *et al.* (2010) qui présente l'évolution latérale des faciès entre les coupes d'Aliaga, Miravete et Villarroya de los Pinares respectivement espacées de 7.9 et 8.2 km (Figure 3.12 ; Embry *et al.,* 2010). Pour les estimations de la production carbonatée dans l'espace, nous considérons une largeur théorique de la plate-forme de 1 km (Figure 3.13).

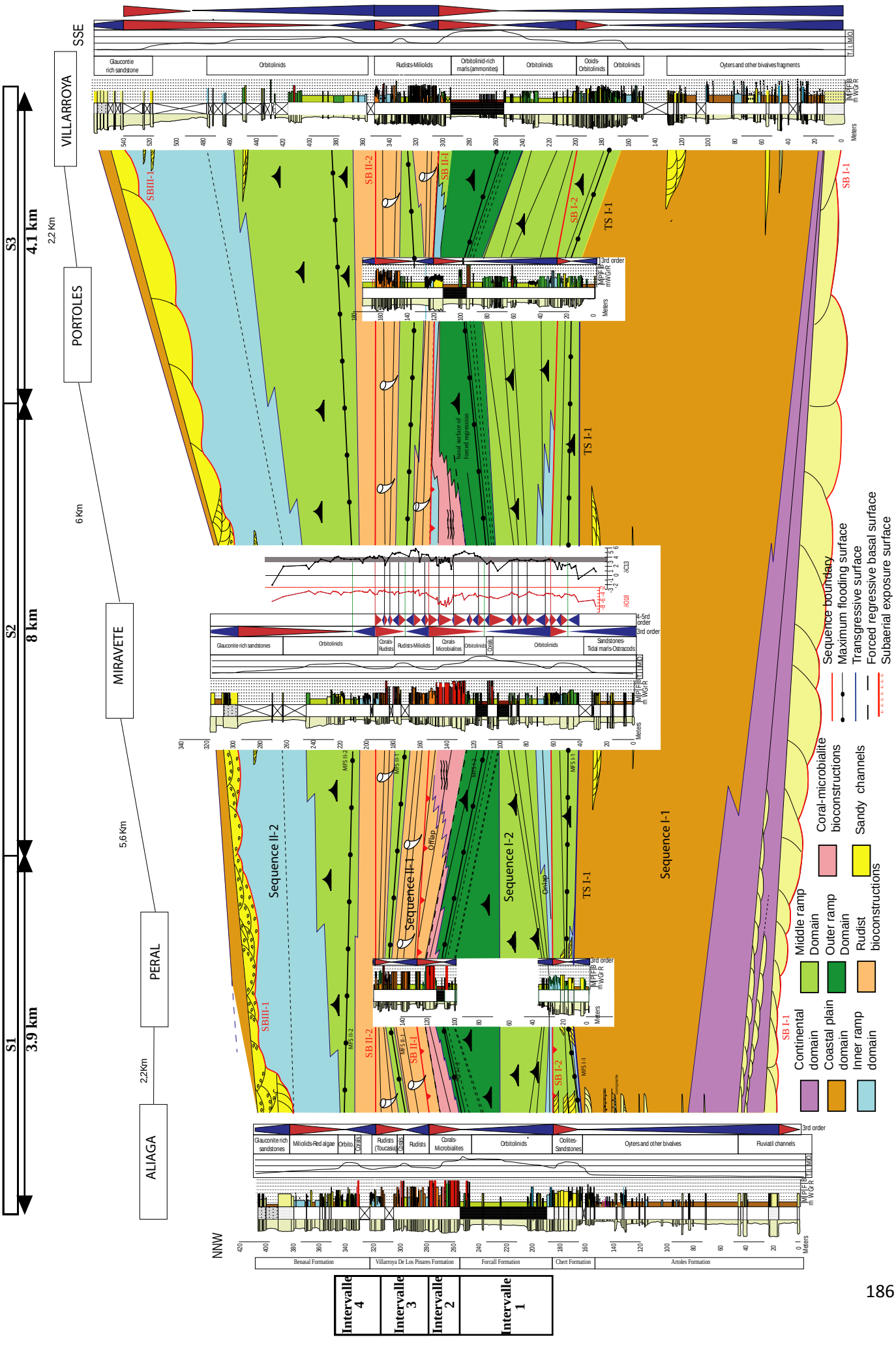


Figure 3. 12 : Schéma de corrélation entre différentes coupes de l'est du sous-Bassin de Galvé (Embry et al., 2010)

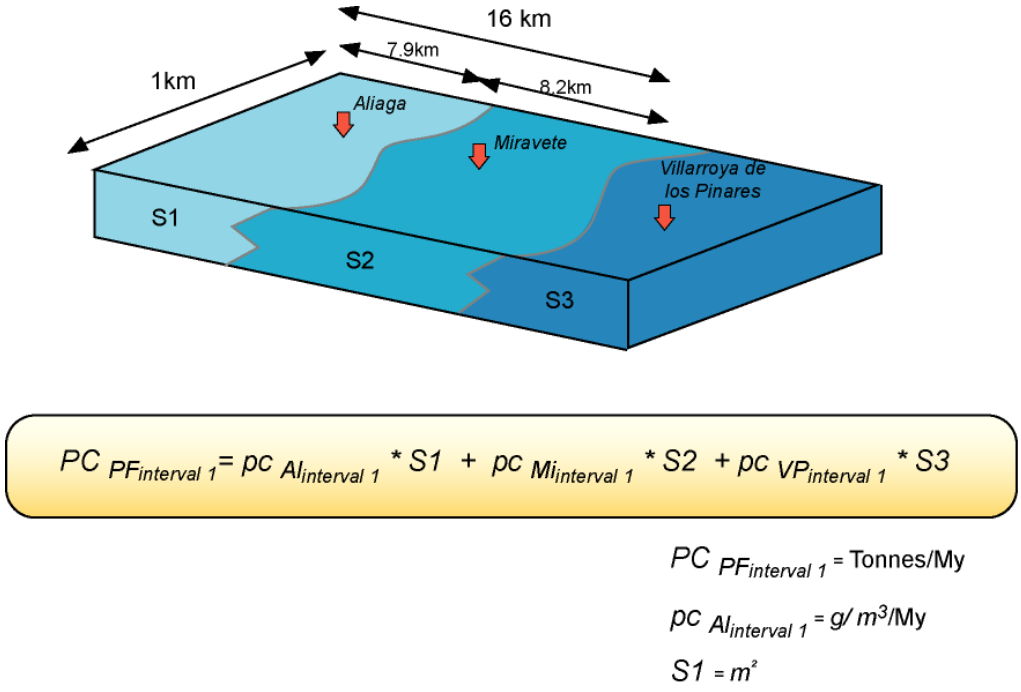


Figure 3.13 : Estimation de la production carbonatée totale sur la plate-forme du sous-Bassin de Galvé.

3.3.2 Résultats

Dans cette partie sont présentés, de manière méthodique, les résultats des différentes étapes de calcul aboutissant à l'estimation des flux de carbonate sur la plate-forme. Nous présenterons d'abord l'évolution des quantités de carbonate produit par faciès (g/m^3), utilisée par la suite pour estimer les flux locaux de carbonates pour chaque coupe (g/m²/Ma). Puis, les résultats concerneront les valeurs des flux de carbonate à l'échelle de la plate-forme. Dans la présentation des valeurs des flux de carbonate produits localement (à l'échelle de la coupe) et régionalement (à l'échelle de la plate-forme), nous identifierons la part de carbonates produite par les producteurs principaux (orbitolines, rudistes, coraux).

3.3.2.1 Evolution stratigraphique des flux de carbonate

a. Aliaga (Figure 3.14)

Les productions calculées à partir des observations microscopiques et macroscopiques varient de 13 à 23 .10^5 g/m^3. Elles sont de 10 à 15 .10^5 g/m^3 durant l'intervalle 1 à la base de la Formation de Forcall où les dépôts sont composés de 20% d'orbitolines et de 80% d'autres composants contenus dans le microfaciès (tous les éléments énumérés dans les observations

microscopiques). Dans l'intervalle 2, les flux semblent évoluer vers des valeurs plus importantes de 20 $.10^5$ g/m^3 lorsque les dépôts sont dominés par des coraux. L'intervalle 3, dont les dépôts sont composés à 40% de rudistes, enregistre des flux légèrement inférieurs à 20 $.10^5$ g/m^3 en moyenne. Puis, durant l'intervalle 4, le sommet de la série sédimentaire constituée de 20% d'orbitolines, présente des flux d'environ 15 à 18 $.10^5$ g/m^3 de carbonates.

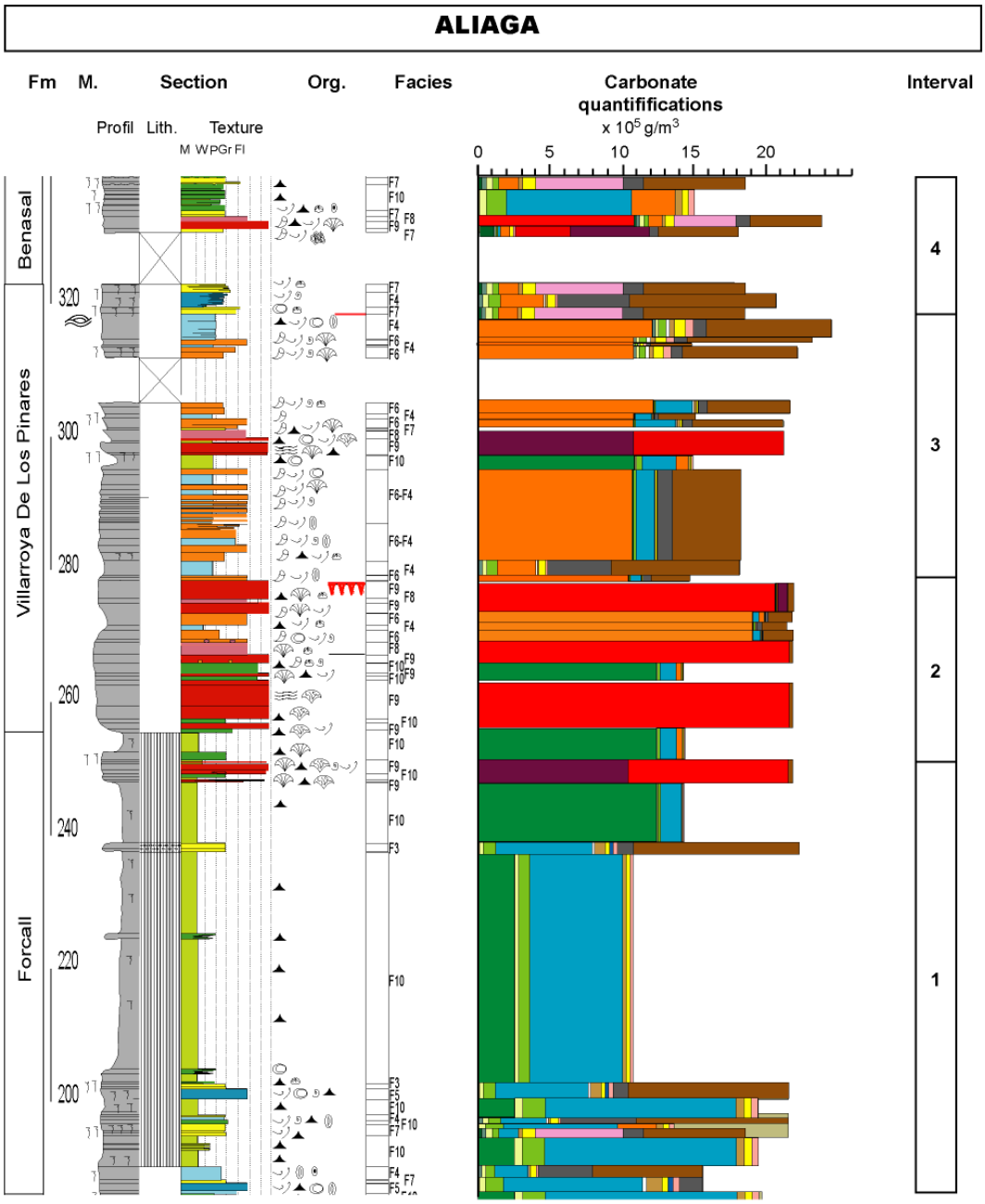


Figure 3.14 : Coupe de Aliaga (D'après Embry *et al.*, 2010) et quantification de la production carbonatée pour chaque constituant des micro- et macrofaciès. Voir Figure 3.10 pour les légendes.

Fm. = Formation; M. = Meters; Org. = Organism; M. = Mudstone; W. = Wackestone; P. = Packstone; Gr. = Grainstone

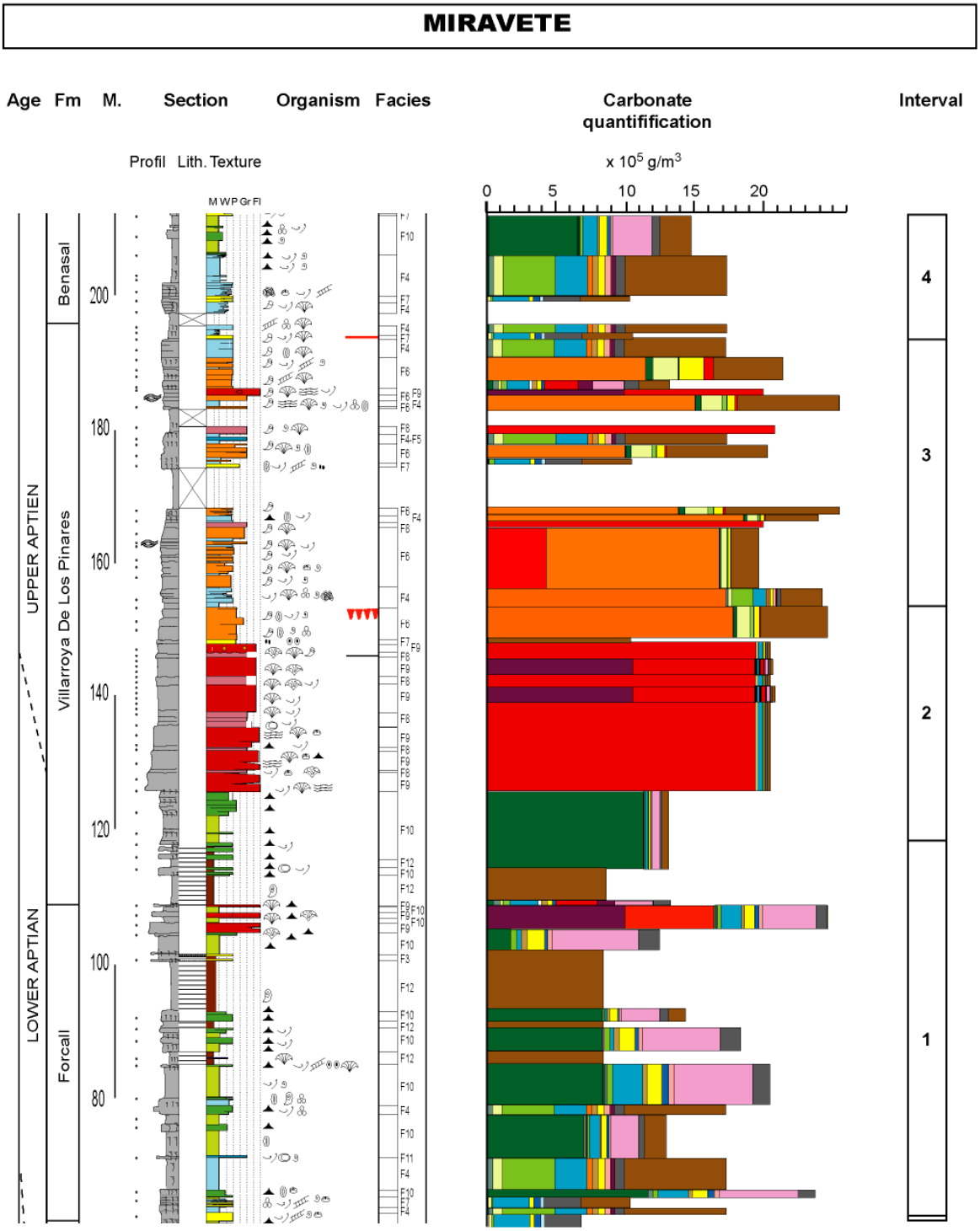


Figure 3.15 : Coupe de Miravete et quantification du carbonate produit par microfaciès et macrofaciès. Voir Figure 3. 10 pour les légendes.

Fm = Formation ; M. = Meters ; Org = Organism ; M. = Mudstone ; W. = Wackestone ; P. = Packstone; Gr. Grainstone.

3.3.2.1.1 Coupe de Miravete (Figure 3.15)

Les taux de production calculés pour les dépôts de Miravete varient globalement entre 8 et 25.10^5 g/m^3. Durant l'intervalle 1, le dépôt des Marnes de Forcall où les faciès F10 sont composés à 80% d'orbitolines, présente des flux de carbonate d'environ 15.10^5 g/m^3 avec un minimum de 8.10^5 g/m^3 enregistrés dans les faciès F12. Puis dans l'intervalle 2, dominés par les coraux, les faciès F8 et F9 présentent des flux de carbonate d'environ 20.10^5 g/m^3, puis semblent augmenter légèrement dans l'intervalle 3 dominé par des faciès à rudistes (F4), composés de 70 % de ces organismes, en présentant des flux de 25 $.10^5$ g/m^3. Enfin, les flux diminuent à 15 $.10^5$ g/m^3 dans l'intervalle 4 lorsque les rudistes sont remplacés par les orbitolines, à des productions de 15-18.10^5 g/m^3.

3.3.2.1.2 Coupe de Villarroya de los Pinares (Figure 3.16)

Villarroya correspond à la coupe la plus distale du sous-Bassin de Galvé étudiée ici. Durant l'intervalle 1, les dépôts étant riches en orbitolines (80%) enregistrent des productions moyennes atteignent 15.10^5 g/m^3 puis diminuent jusqu'à des flux de 10.10^5 g/m^3 durant l'intervalle 2, dominé par les dépôts de faciès très marneux F10 et F12. Les flux de carbonate augmentent à des valeurs de 25.10^5 g/m^3 dans l'intervalle 3, où les dépôts sont composés de 70 % de rudistes. Puis dans l'intervalle 4, ces flux chutent de nouveau à des valeurs de 15-18 $.10^5$ g/m^3 lorsque se déposent les faciès à orbitolines (F10) composés à 80% de ces organismes.

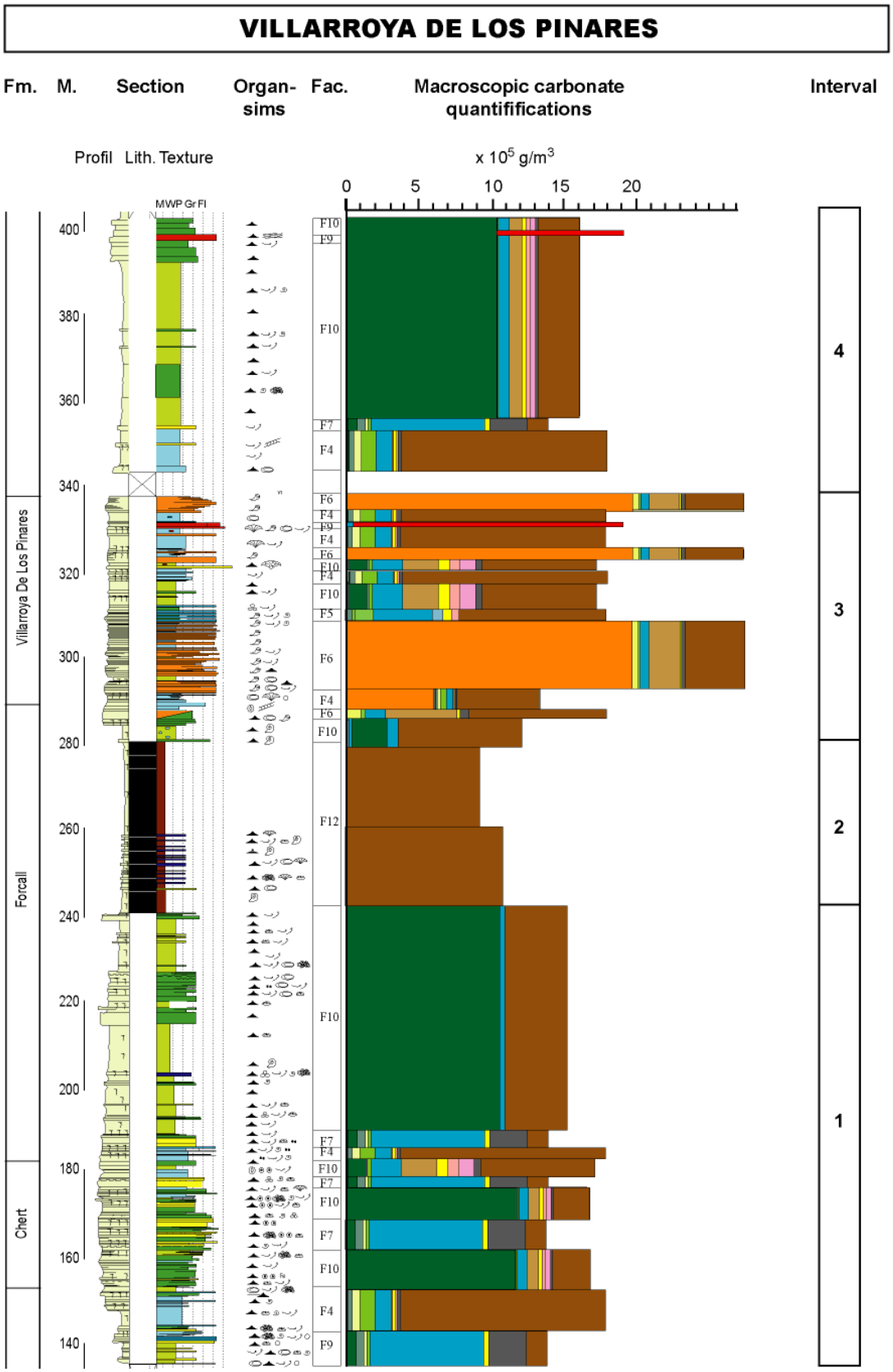


Figure 3.16 : Coupe de Villarroya de los Pinares et quantification du carbonate produit par microfaciès et macrofaciès.

Voir Figure 3.10 pour les légendes.

Fm. = Formation; M. = Meters; Org. = Organism; M. = Mudstone; W. = Wackestone; P. = Packstone; Gr. = Grainstone

3.3.2.2 Evolution des flux de carbonate à l'échelle locale (g/m²/Ma)

Les flux locaux de carbonate sont calculés pour chaque coupe (Aliaga, Miravete, Villarroya) à partir 1) des quantités de carbonate produites au sein de chaque faciès (cf paragraphe précédent), 2) de l'épaisseur du dépôt de chaque faciès, et 3) de la durée (cf paragraphe 3.1.1.2). Ces flux sont calculés pour quatre intervalles distingués par le type de producteur majoritaire (Figure 3.17). Sur cette même figure est identifié le flux de carbonate induit par chaque type de producteurs orbitolines, coraux, rudistes, bivalves.

Ces flux sont ainsi exprimés en g/m²/Ma. En parallèle de ces résultats, le taux de sédimentation est figuré aux cotés de chaque localité pour chaque intervalle afin d'identifier la variation de ce paramètre contrôlant la production carbonatée.

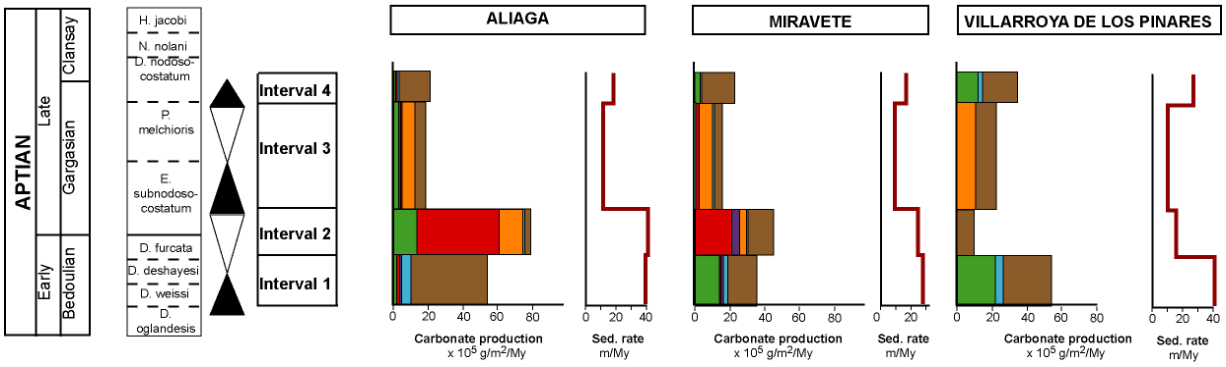


Figure 3.17 : Variation de la production carbonatée par unité de temps au niveau des différents lieux de la plate-forme au cours de l'Aptien. Voir Figure 3.10 pour les légendes.

A Aliaga, les productions carbonatées évoluent entre 20 et 77 $.10^5$ g/m²/Ma. Les flux de carbonate néritique enregistrés durant l'intervalle 1 (Aptien inférieur) présentent des valeurs de 50 $.10^5$ g/m²/Ma. Dans l'intervalle 2 (fin de l'Aptien inférieur/début de l'Aptien supérieur), ces flux de carbonate, essentiellement induits par les coraux, évoluent vers des valeurs de 77 $.10^5$ g/m²/Ma. Puis, les flux diminuent durant l'intervalle 3 (Aptien supérieur) jusqu' à des valeurs de 20 $.10^5$ g/m²/Ma, production majoritairement assurée par des rudistes. Enfin, les flux augmentent légèrement au cours de l'intervalle 4 (milieu de l'Aptien supérieur) pour atteindre une valeur de 23 $.10^5$ g/m²/Ma. Les taux de sédimentation, quant à eux, présentent également des fluctuations au cours des 4 intervalles : de 40 m/Ma durant l'intervalle 1 à l'intervalle 2, ils chutent à des valeurs de 15 m/Ma dans l'intervalle 3 puis croissent de nouveau légèrement vers des valeurs de 20 m/Ma durant l'intervalle 4.

A Miravete, les productions carbonatées varient entre 18 et 45 $.10^5$ g/m^2/Ma et leurs évolutions présentent les mêmes tendances qu'à Aliaga. L'intervalle 1 enregistre des flux de carbonate de 38 $.10^5$ g/m^2/Ma qui augmentent à 45 $.10^5$ g/m^2/Ma dans l'intervalle 2. Au sein de l'intervalle 2, les productions sont assurées à 30% par les coraux. L'intervalle 3 enregistre une chute de la production carbonatée qui atteint des valeurs minimales pour la coupe de Miravete de 18 $.10^5$ g/m^2/Ma. Puis ces productions augmentent dans l'intervalle 4 atteignant 28 $.10^5$ g/m^2/Ma. Par ailleurs, les taux de sédimentation présentent des valeurs légèrement inférieures que les taux de sédimentation enregistrés à Aliaga de 30 m/Ma pendant l'intervalle 1 et 2. Ils chutent à un minimum de 10 m/Ma, qui est enregistré au cours de l'intervalle 3 puis croissent dans l'intervalle 4 à 18 m/Ma.

Les productions carbonatées calculées pour la coupe de Villarroya de los Pinares évoluent entre 12 et 50 $.10^5$ g/m^2/Ma. Les valeurs de production carbonatée les plus faibles y sont enregistrées. L'intervalle 1 affiche les productions carbonatées les plus importantes, d'une valeur de 50.10^5 g/m^2/Ma. Ici, cette production est assurée à 40% par les orbitolines. Les productions chutent brutalement à des valeurs de 12 $.10^5$ g/m^2/Ma dans l'intervalle 2 ; cet intervalle correspond au membre le plus marneux. Puis de l'intervalle 2 à l'intervalle 4, les productions augmentent de 12 à 20 $.10^5$ g/m^2/Ma puis passent à 40.10^5 g/m^2/Ma dans l'intervalle 3. La production enregistrée dans l'intervalle 3 est assurée à 45 % par des rudistes et dans l'intervalle 4, la production est assurée à 30% par des orbitolines. Le taux de sédimentation, qui est ici clairement inférieur au taux de sédimentation caractérisant les localités de Aliaga et Miravete au cours de l'Aptien, diminue de l'intervalle 1 à 3, passant de 35 à 10 m/Ma puis réaugmente dans l'intervalle 4 vers des valeurs de 30 m/Ma.

3.3.2.3 Variations des flux de carbonate à l'échelle de la plate-forme (échelle régionale)

Les quantités de carbonate produites localement par unité de surface, ont été étendues à l'aire de distribution des dépôts (S1, S2 et S3 ; Figure 3.11 ; Figure 3.12) et ajoutées afin de calculer une quantité de carbonate produite sur l'ensemble de la plate-forme (Tableau 3.3). Cette quantité est convertie en flux afin d'identifier les évolutions de production carbonatée par unité de temps (T/Ma ; Tableau 3.3).

Durée (Ma)	Intervalle		S1	S2	S3	**TOTAL (Tonnes)**	**Flux de carbonate (Tonnes/Ma)**
1,25	**4**	Prod. Totale (.10^5 T)	101.4	224	184.5	510	**407**
		PC t5 orbitolines (.10^5 T)	*4.017*	*32.72*	*64.90*	*100*	*80*
4,25	**3**	Prod. Totale (.10^5 T	300.3	592	418	1310	**308**
		PC t4 rudistes (.10^5 T)	*110*	*270*	*190*	*668*	*157*
2	**2**	Prod. Totale (.10^5 T)	226	568	89.87	883	**441**
		PC t3 coraux (.10^5 T)	*137*	*280*	*0*	*417*	*208*
1,75	**1**	Prod. Totale (.10^5 T))	312	528	418.2	1260	**718**
		PC t1 orbitolines (.10^5 T)	*13*	*220*	*187*	*420*	*240*

Tableau 3. 3 : Tableau de calcul des flux de production des différentes aires de répartition S1, S2 et S3 au cours des intervalles 1 à 4. Les flux sont déjà calculés en Tonnes puis convertis en Tonnes/Ma à partir de la durée de chaque intervalle de temps.

Les valeurs de ces flux sont présentées aux côtés des modèles de dépôt de plate-forme associés aux évolutions floro-fauniques et aux changements de géométrie associés (Figure 3.18). Durant l'Aptien inférieur, la plate-forme du sous-Bassin de Galvé correspond à une rampe puis, à la fin de l'Aptien inférieur, ce sont les récifs coralliens qui constituent la barrière de la plate-forme (intervalle 2 ; Figure 3.18). Cette plate-forme évolue ensuite en platier dominé par des biostromes à rudistes durant le début de l'Aptien supérieur, correspondant à l'intervalle 3. Enfin, au milieu de l'Aptien supérieur, et plus précisément dans l'intervalle 4, cette plate-forme carbonatée présente une géométrie de rampe, où les producteurs qui dominent sont les orbitolines.

D'après les calculs qui sont réalisés à l'échelle de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé (Figure 3.18), la production carbonatée évolue entre 235 et 535 .10^5 T/ Ma. De l'Aptien inférieur à l'Aptien supérieur (intervalle 1 à l'intervalle 3), la production carbonatée diminue passant de 535 .10^5 à 235 .10^5 T/ Ma. Puis, dans l'intervalle 4, la production ré-augmente vers des valeurs de 320 .10^5 T/ Ma lorsque les assemblages sont marqués par des orbitolines. Ces organismes sont toutefois moins abondants que dans les dépôts de l'intervalle 1.

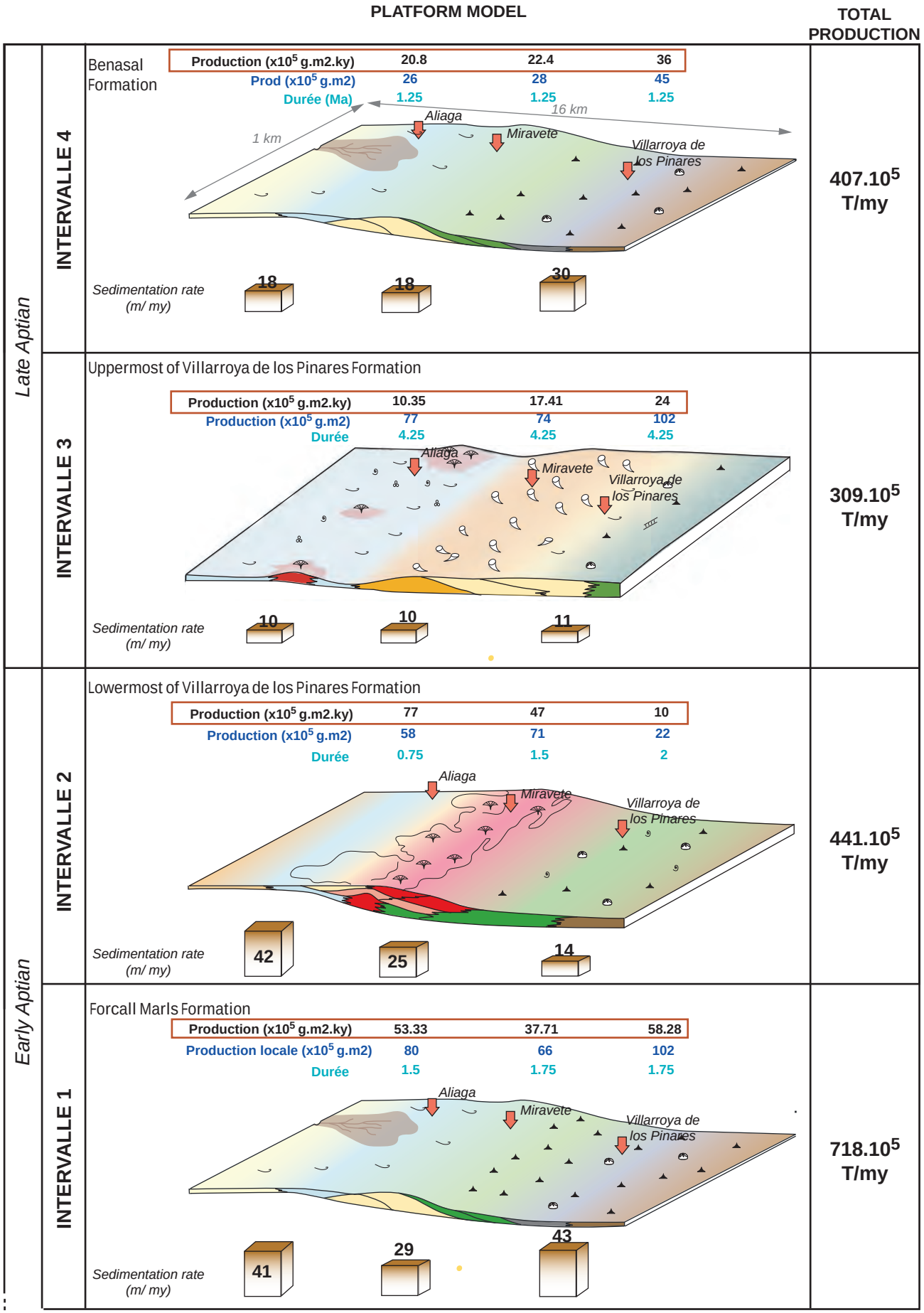


Figure 3. 18 : Estimation de la production carbonatée sur toute l'étendue de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé au cours de l'Aptien. Au cours de cet intervalle, la plate-forme est marquée par des changements de communautés floro-fauniques et par des modifications de la géométrie de la plate-forme. Au niveau de chaque localité et de chaque intervalle sont indiqués la durée pendant laquelle s'effectuent les dépôts, la production totale induite par ces dépôts ainsi que la production par unité de temps.

3.3.3 Discussion

Il est nécessaire de signaler ici que dans nos quantifications, l'export du carbonate dans les parties distales de la plate-forme n'a pas été pris en compte. Cette première approche permet néanmoins d'appréhender les évolutions les flux de carbonate de manière relative. Par ailleurs, nous n'avons pas non plus tenu compte de la compaction des sédiments pouvant générer une sous-estimation des flux quantifiés. Les modélisations réalisés dans les travaux de Embry (2005) ont toutefois montré que cette compaction était négligeable ici, pour les dépôts aptiens du sous-Bassin de Galvé.

Les flux de carbonate évoluent à différentes échelles : ils varient en différents points (ou lieux) de la plate-forme au sein d'un même intervalle de temps et ils varient également au cours du temps. Ces flux sont dépendants à la fois de la production biogène nette et d'autres facteurs tels que l'accommodation ou d'un facteur de dispersion lié à la géométrie de la plate-forme. Ici, nous analysons l'efficacité des types de producteurs (orbitolines, rudistes, coraux) localement et à l'échelle de la plate-forme. Afin d'isoler le facteur de contrôle biogène sur la plate-forme, il est nécessaire de s'abstraire des autres facteurs. Dans les deux premières parties de la discussion, nous évaluerons les influences 1) de l'efficacité d'un même producteur tout au long du transect de la plate-forme et 2) de la différence de rendement entre les producteurs.

3.3.3.1 Variabilité de production d'un même organisme dans l'espace

Les taux de sédimentation sont variables tout au long de la plate-forme (Figure 3.17 ; Figure 3.18). Ils sont dépendants de l'espace d'accommodation lui-même dépendant des fluctuations eustatiques et /ou de la production biogène. Afin de comparer l'efficacité des producteurs en différents points de la plate-forme (au cours d'un même intervalle), les taux de sédimentation sont uniformisés et les flux de carbonate convertis à ce même taux (Tableau 3.4 ; Figure 3.19).

Afin de comparer les productions induites par les organismes dominants au sein des quatre intervalles aptiens, il est nécessaire de s'abstraire des variations des taux de sédimentation. Le tableau ci-dessous présente des valeurs de production carbonatée pour chaque secteur et pour chaque intervalle pour des taux de sédimentation équivalents (Tableau 3.4). De plus, les proportions des organismes et les productions carbonatées induites par ces derniers sont précisées dans ce tableau afin de mettre en valeur leur participation dans la production carbonatée totale.

Intervalle		% org.	ALIAGA	% org.	MIRAVETE	% org.	VILLARROYA
4	Prod. Totale (.10^5 g/m²/Ma)		**33,2**		**36,84**		**36**
	PC t5 orbitolines (.10^5 g/m²/Ma)	*4*	1,36	*14*	5,2	*35*	12
3	Prod. Totale (.10^5 g/m²/Ma)		**19,92**		**19,15**		**24**
	PC t4 rudistes (.10^5 g/m²/Ma)	*36*	7,23	*45*	**9**	*45*	**10**
2	Prod. Totale (.10^5 g/m²/Ma)		**77,33**		**79,52**		**33**
	PC t3 coraux (.10^5 g/m²/Ma)	*60*	**47**	*50*	40	*0,35*	0,11284
1	Prod. Totale (.10^5 g/m²/Ma)		**55,93**		**55,92**		**58,28**
	PC t1 orbitolines (.10^5 g/m²/Ma)	*4,2*	2,36	*42*	23	*45*	26

Tableau 3.4 : Comparaison des taux de production carbonatée au cours des intervalles 1 à 4 au niveau des secteurs Aliaga, Miravete et Villarroya.

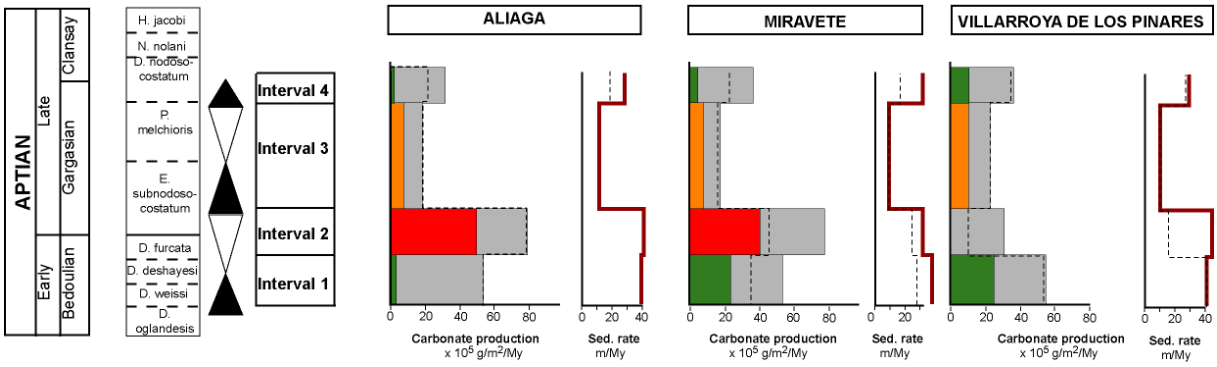


Figure 3.19 : Evolution des flux locaux de carbonates corrigés à Aliaga, Miravete et Villarroya au cours de l'Aptien à taux de sédimentation équivalent dans chaque intervalle. Les tracés pointillés correspondent aux anciennes valeurs de flux locaux de carbonates et de taux de sédimentation présentées dans la Figure 3.17. Voir la Figure 3.10 pour la légende des couleurs.

Pour un taux de sédimentation équivalent le long de la plate-forme, les intervalles 1, 3 et 4 présentent des flux de carbonate comparables à Aliaga, Miravete et Villarroya (Figure 3.18). Dans l'intervalle de temps 3, cette similitude entre les flux biogènes peut être expliquée par la participation équivalente des rudistes en ces différentes localités. Pour les intervalles 1 et 4, dominés par les orbitolines, la proportion de plus en plus importante de ces organismes vers les domaines distaux implique une participation d'autres producteurs, tels que les bivalves, dans la production biogène des domaines proximaux.

Au cours de l'intervalle 2, dominé par les communautés de coraux, les domaines proximaux se caractérisent par une production biogène plus efficace que dans les domaines distaux pour un taux de sédimentation équivalent. En effet, ces producteurs, ne se développant que dans la zone photique et dans les environnements hydrodynamiques de *shoreface*, ne se développent pas dans les domaines d'*offshore* de Villarroya. La différence de flux biogène observée dans l'intervalle 2 est clairement expliquée par une différence de colonisation de la plate-forme par les coraux.

Ces conversions montrent alors que l'efficacité de certains producteurs tels que les coraux et les orbitolines, est variable le long du transect de la plate-forme. Les coraux sont des organismes producteurs de carbonate très efficaces en domaine proximal et médian de la plate-forme où la bathymétrie leur permet de se développer. Les orbitolines, sont au contraire des producteurs plus efficaces en domaine distal puisqu'elles participent à des flux de 58 $.10^5$ g/m²/Ma alors que les intervalles dominés par les coraux et des rudistes enregistrent des flux de 33 et 24 g/m²/Ma respectivement. Toutefois, les orbitolines sont associées à d'autres producteurs, qui en domaine proximal participent efficacement aux flux de carbonate.

3.3.3.2 Variabilité de la production en fonction des organismes

Les orbitolines, coraux et rudistes, organismes principaux des intervalles respectifs 1 à 4 présentent des flux de carbonate variant entre 80 $.10^5$et 240 $.10^5$T/Ma. La comparaison de l'efficacité de ces producteurs est difficile à établir en raison de la variation de la production totale de la plate-forme au cours de l'Aptien (paragraphe *3.1.2.3 Variations de la production carbonatée à l'échelle de la plate-forme*). Il est nécessaire de convertir ces flux totaux de carbonate à la même valeur, afin de comparer les productions des orbitolines, coraux et rudistes. Cette conversion des flux totaux et des flux biogènes issus des producteurs principaux respectifs est présentée dans le Tableau 3.5 et la Figure 3.20.

Durée (Ma)	Intervalle		S1	S2	S3	**TOTAL (x10^5 Tonnes)**	**Flux de carbonate (x10^5 Tonnes/Ma)**	**Flux corrigé de carbonates pour un même taux de production (x10^5 Tonnes/Ma)**
1,25	**4**	Prod. Totale (.10^5 T)	101.4	224	184.5	510	**407**	**718**
		PC t5 orbitolines (.10^5 T)	*4.017*	*32.72*	*64.90*	*100*	*80*	*141*
4,25	**3**	Prod. Totale (.10^5 T	300.3	592	418	1310	**308**	**718**
		PC t4 rudistes (.10^5 T)	*110*	*270*	*190*	*668*	*157*	*365*
2	**2**	Prod. Totale (.10^5 T)	226	568	89.87	883	**441**	**718**
		PC t3 coraux (.10^5 T)	*137*	*280*	*0*	*417*	*208*	*338*
1,75	**1**	Prod. Totale (.10^5 T))	312	528	418.2	1260	**718**	**718**
		PC t1 orbitolines (.10^5 T)	*13*	*220*	*187*	*420*	*240*	*240*

Tableau 3. 5 : Tableau 3.3 avec valeurs des flux régionaux de carbonate convertis à des taux de production équivalents.
Les flux régionaux de carbonate sont convertis à des taux de 718.10^5 T/Ma afin de comparer l'efficacité des producteurs principaux au sein des intervalles 1 à 4.

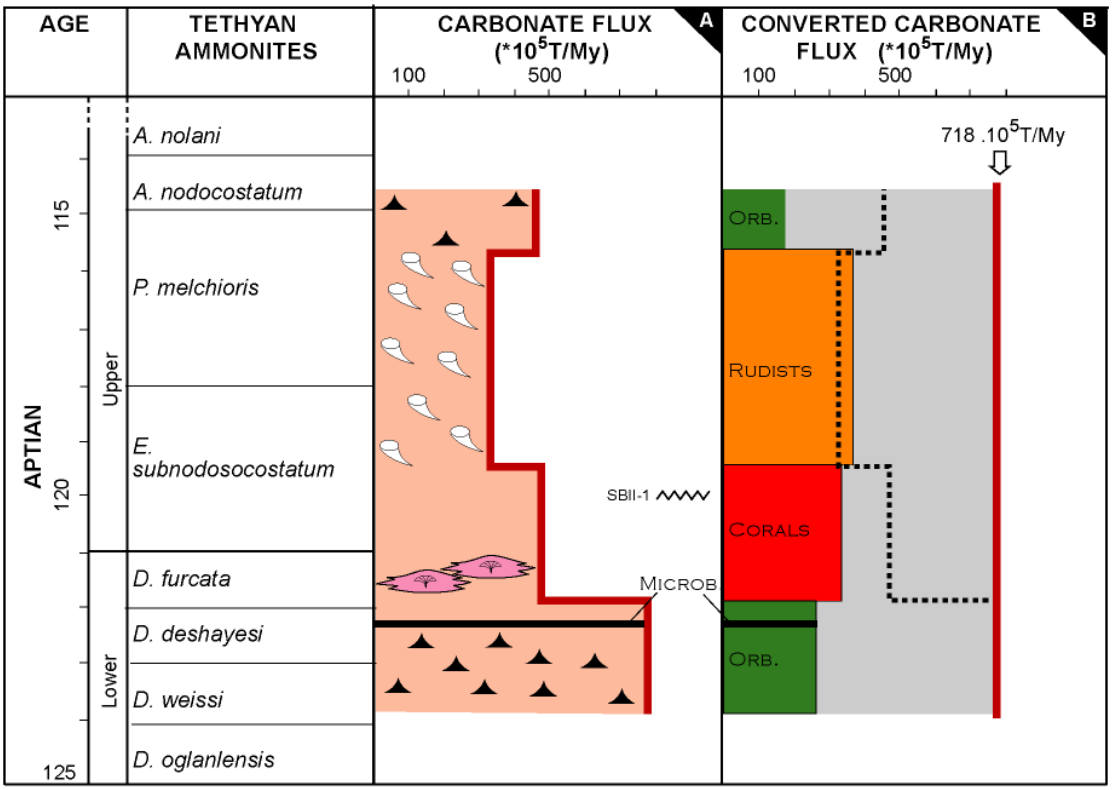


Figure 3.20 : Evolution de la production carbonatée de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé au cours de l'Aptien et rendements des producteurs majoritaires orbitolines, rudistes et coraux. A : Flux de carbonate produits sur la plate-forme. Les producteurs majoritaires sont figurés selon la légende Figure 3.10. L'émersion de la fin de l'Aptien inférieur, associée à la limite de séquence SBII-1, est également présentée aux côtés des évolutions de production ; B : Flux de carbonate corrigés pour un taux de production équivalent à 718.10^5 Tonnes/Ma (cf Tableau 3.4). Ces conversions permettent de comparer les rendements des producteurs entre eux. Les flux de carbonate bruts (colonne A) sont représentés en trait pointillé.

Ces conversions montrent que pour un **flux régional de carbonate équivalent**, les rudistes sont les organismes producteurs les plus efficaces sur toute l'étendue de la plate-forme (Figure 3.20). A l'échelle de la plate-forme, les coraux sont les deuxièmes producteurs de carbonates majoritaires qui présentent un flux de 338 .10^5 T/Ma pour une production totale sur la plate-forme de 718 .10^5 T/Ma. Enfin, les orbitolines sont les producteurs les moins efficaces au niveau de cette plate-forme puisque pour un taux équivalent de production à tous les intervalles, elles présentent des flux de 240 .10^5 et 80 .10^5 T/Ma dans les intervalles 1 et 4. La différence de rendement des orbitolines entre les intervalles 1 et 4 peut être due à la proportion plus faible de ces organismes et/ou à la proportion plus importante d'argiles dans les dépôts de l'intervalle 4.

Toutefois, d'après les calculs de flux nets de carbonates pour chaque intervalle, les rendements des organismes ne sont pas décelés tel qu'ils devraient l'être. En effet, nous observons les plus importantes productions dans l'intervalle 1 équivalentes à 718 .10^5 T/Ma, dominé par les orbitolines et les plus faibles productions dans l'intervalle 3, dominé par les rudistes, présentant des

valeurs de 308 $.10^5$ T/Ma de carbonate produit à l'échelle de la plate-forme. L'intervalle 2, dominé par le développement des coraux, présente lui aussi des valeurs inférieures à l'intervalle 1, équivalentes à 441 $.10^5$ T/Ma. Les flux importants enregistrés dans l'intervalle 1 peuvent s'expliquer par la forte proportion des orbitolines dans les dépôts d'une part, et par leur développement qui s'effectue sur toute l'étendue de la plate-forme d'autre part. Le faible flux induit par le développement des coraux dans l'intervalle 2 peut être justifié par le fait que ces organismes ne se développent pas sur tout le transect de la plate-forme. Par ailleurs, l'intervalle 2 est limité à son sommet par une surface érosive associée à la limite de séquence SB II-1 ayant pu participer à l'abrasion des dépôts : ils n'ont pas été considéré dans nos calculs. Enfin, les faibles flux enregistrés dans l'intervalle 3, alors qu'il est dominé par les organismes dont la production est la plus efficace, sont associés à de faibles taux d'accumulation (Figure 3.20). Ces taux réduits peuvent être la conséquence d'un espace d'accommodation faible sous l'influence d'une élévation du niveau marin modérée ou d'une subsidence tectonique plus faible. Ils peuvent également être induits par la géométrie plane de la plate-forme qui favorise la dispersion du matériel proximal vers le domaine distal (*e.g.* Godet *et al.*, 2006), engendrant alors des taux d'accumulation plus faibles sur la plate-forme.

3.3.3.3 Mise en évidence des facteurs de contrôle abiotiques de la production carbonatée de la plate-forme espagnole à l'Aptien

Les remplacements de producteurs qui marquent l'Aptien s'effectuent en réponse à des modifications environnementales (nutriment, température ; Embry *et al.*, 2010) indiquées Figure 3.20. Les variations climatiques, identifiées à partir du $\delta^{18}O$ de rudistes prélevés au niveau des coupes Aliaga et Villaroya, sont présentées dans la Figure 3.21, en regard des changements de producteurs.

La prolifération des orbitolines à l'Aptien inférieur (intervalle 1) est concomitante à une augmentation des apports détritiques dans le secteur proximal de la plate-forme (Embry *et al.,* 2010 ; Bover-Arnal *et al.,* 2010) et de l'augmentation de concentration de phosphore enregistrée dans le domaine helvétique (Stein *et al.*, 2011). Ces caractéristiques traduisent un enrichissement des eaux en nutriments (mésotrophie). Les orbitolines se développent particulièrement bien sous deux conditions : dans des eaux riches en nutriments et sous réserve d'un espace disponible suffisant ; celui-ci étant dépendant de l'eustatisme et de la subsidence (Embry *et al.*, 2010). Ces conditions réunies favoriseraient ainsi la production carbonatée, présentant des flux élevés de 700.10^5 T/Ma (Figure 3.20 ; Figure 3.21), avantagée par des taux d'accumulation importants et une forte prolifération des foraminifères.

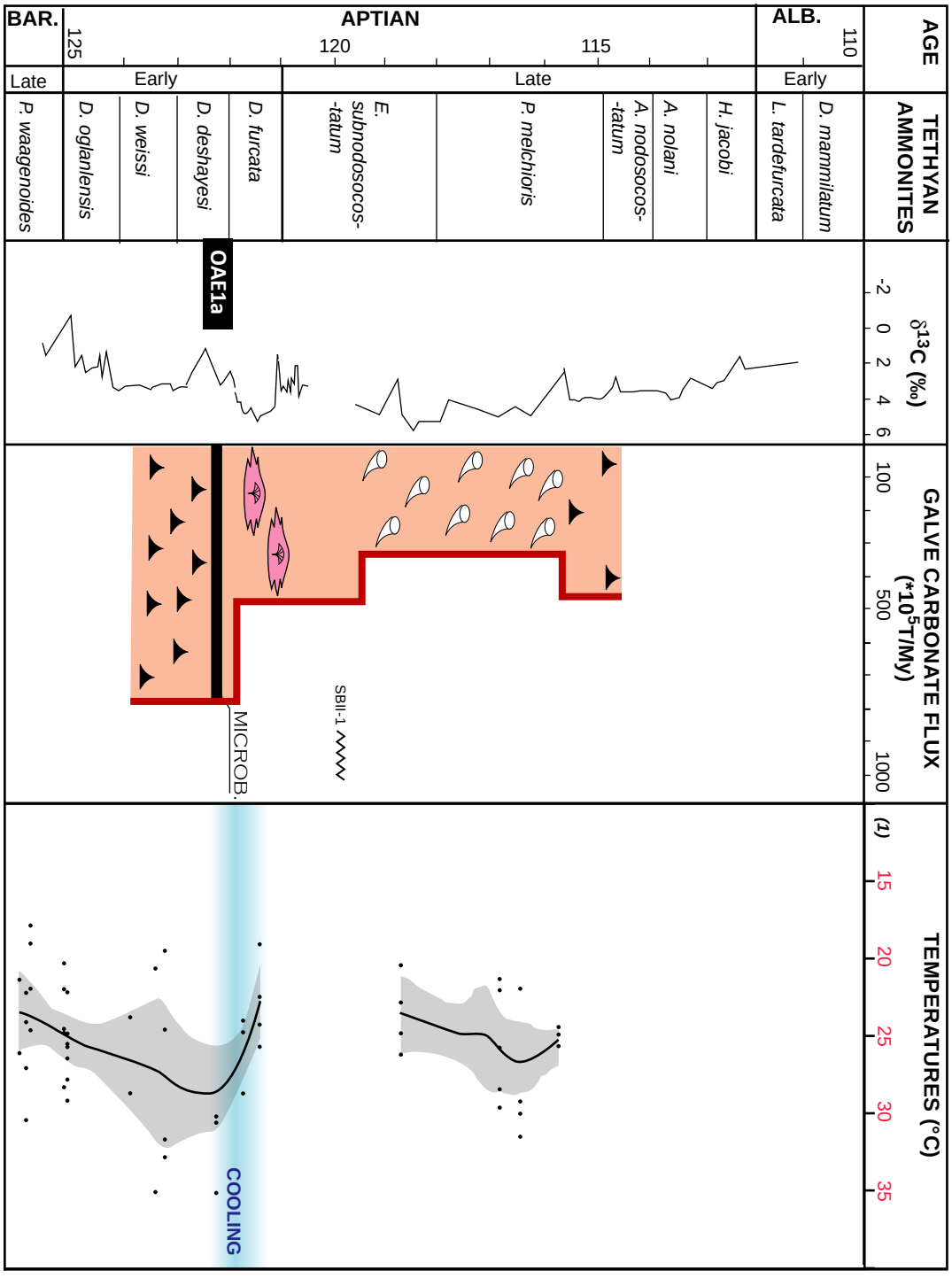


Figure 3. 21 : Synthèse des variations de la production carbonatée et des variations climatiques à l'Aptien. Les variations de températures ont été obtenues à partir des mesures de $\delta^{18}O$ de rudistes et d'huîtres échantillonés dans le sous-Bassin de Galvé (Capitre 3, Partie 3.2)

Dès le milieu de l'Aptien inférieur, leur remplacement par des microbialites signerait des conditions trophiques plus élevées (Immenhauser *et al.*, 2005 ; Embry *et al.*, 2010 ; Huck *et al.*, 2010) ou une dégradation des conditions environnementales. Le développement de ces microbes, observés dans des dépôts enregistrant la base de l'excursion positive du $\delta^{13}C$ (coupe de Miravete ; Figure 3.5), s'effectuerait de façon concomitante à l'OAE1a (Embry *et al.*, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2010). Cette production primaire en milieu océanique est compatible avec l'hypothèse de niveau trophique plus élevé.

Le remplacement des microbialites par les coraux, dès la fin de l'Aptien inférieur, traduit un retour à des conditions oligotrophiques (Embry *et al.*, 2010). Ce remplacement, concomitant au refroidissement des eaux de surface (Partie 3.2 ; Figure 3.21), pourrait être favorisé par ces conditions froides qui génèreraient un changement dans le cycle hydrologique, une diminution de l'altération continentale ainsi qu'une diminution des apports de nutriments du continent vers les océans. Malgré l'impact bénéfique qu'elles pourraient présenter sur la production en favorisant le développement des coraux, ces conditions froides auraient également pu entrainer une chute eustatique à l'origine de l'émersion des domaines internes associés à la limite de séquence SBII-1 (Figure 3.20). Dans ce cas précis, le refroidissement présente des effets néfastes sur la production puisque qu'il aboutit à une chute eustatique majeure induisant un arrêt de la production carbonatée. Dès le début de l'Aptien supérieur, les coraux sont remplacés par les communautés à rudistes qui signent des conditions trophiques faibles (Embry *et al.*, 2010). Elles ne coïncident néanmoins pas avec des variations climatiques majeures (Figures 3.6, 3.11 et 3.23). Le développement de ces organismes serait toutefois associé au changement de géométrie de la plate-forme, plus plane. Enfin, le milieu de l'Aptien supérieur est marqué par un retour des orbitolines qui souligneraient le retour de conditions trophiques plus élevées en accord avec l'augmentation des apports détritiques dans ce secteur (Embry *et al.*, 2010). Ce remplacement est également associé au retour à des productions carbonatées plus importantes.

L'étude des associations biotiques du sous-Bassin de Maestrazgo a permis de mettre en évidence une relation étroite entre le climat et les remplacements de producteurs carbonatés. Les domaines Nord- et Sud-téthysiens présentent également des remplacements de producteurs néritiques sur leurs plates-formes. Si les arrêts de la production sont diachrones entre les secteurs, les remplacements de communautés semblent être quant à eux, concomitants à ceux observés en Espagne.

3.4 CONCLUSION SUR L'APTIEN

Nos travaux ont dans un premier temps permis d'identifier un refroidissement à la fin de l'Aptien inférieur. Ce refroidissement succède à 1) une chute importante de la production carbonatée dans le domaine téthysien associée à la crise A3 daté de la Zone à *D. deshayesi* et 2) à un stockage de matière organique marine dans les océans, associé à l'OAE1a. La succession des évènements établit également un remplacement de communautés à l'échelle de la Téthys qui est postérieur au refroidissement. Ce dernier aurait pu être associé à une aridité climatique générant un ralentissement du cycle hydrologique et le développement de conditions oligotrophiques dans les océans. Celles-ci auraient alors pu favoriser la colonisation des plates-formes téthysiennes par des organismes phototrophes. Enfin, les fluctuations climatiques de la fin de l'Aptien inférieur auraient également joué un rôle sur les variations eustatiques. En effet, une chute du niveau marin successive au refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur pourrait être initiée par le développement de calottes polaires et entraîner l'émersion des plates-formes carbonatées et un nouvel arrêt de la production (A4).

Dans un second temps, ces travaux se sont intéressés aux rendements des différents producteurs de la plate-forme du sous-Bassin de Galvé, correspondant aux coraux, aux rudistes et aux orbitolines. Les coraux et les rudistes seraient les producteurs les plus efficaces, produisant des flux de carbonate plus importants que ceux induits par les orbitolines, si l'on s'affranchit des variations des taux de sédimentation et de la proportion des organismes. Toutefois, dans ce secteur du sous-Bassin de Galvé, l'existence d'un espace d'accommodation important et une forte proportion des foraminifères contrebalanceraient le faible rendement des orbitolines. En effet, à l'Aptien, les intervalles de temps dominés par les orbitolines enregistrent les importants flux bruts de carbonate.

Chapitre 4

Discussion et Conclusions

SOMMAIRE DU CHAPITRE 4

4.1 Les déclencheurs de la crise des plates-formes : sont-ils similaires au Valanginien et à l'Aptien ? 211

4.1.1 Les fluctuations climatiques responsables des crises des plates-formes du Crétacé Inférieur ? 211

4.1.2 L'Accommodation en tant que déclencheur des crises des plates-formes du Crétacé Inférieur ? 214

4.1.3 Le Niveau trophique en tant que déclencheur des crises des plates-formes du Crétacé inférieur ? 217

4.1.4 Synthèse 218

4.2 Les mécanismes à l'origine des refroidissements du Crétacé inférieur 224

4.1.1 L'impact des changements de la production carbonatée sur le climat 224

4.1.2 L'impact des changements de producteurs sur le climat 227

4.1.3 Conclusions 228

LISTE DES FIGURES

Figure 4.1 : Comparaison des évènements marquant le Valanginien et l'Aptien 213

Figure 4. 2 : Scénario élaboré pour le Valanginien 221

Figure 4.3 : Scénario élaboré pour l'Aptien 224

Figure 4.4. : Les interactions possibles entre la production carbonatée et le climat 229

Le Valanginien et l'Aptien sont deux étages du Crétacé inférieur qui présentent tous deux des perturbations du cycle du carbone, caractérisées par une excursion positive du $\delta^{13}C$, associées à un **stockage de matière organique** (Menegatti *et al.*, 1998 ; Westermann *et al.*, 2010) et à **des crises de la production carbonatée** (Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2007). Certaines de ces crises s'enregistrent à l'échelle globale, aussi bien dans les domaines pélagiques et néritiques (Schlager, 1981 ; Erba, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Erba et Tremolada, 2004 ; Erba *et al.*, 2004 ; Föllmi *et al.*, 2007 ; Barbarin *et al.*, *soumis* ; Bonin *et al.*, *soumis*). Elles sont signalées par une diminution des abondances des nannoconidés (Erba et Tremolada, 2004) et par des arrêts de croissance des plates-formes (*e.g.* Weissert *et al.*, 1998). Durant les deux intervalles, ces arrêts s'effectuent de façon polyphasée et diachrone. En effet, le début du Valanginien est ponctué d'un premier arrêt (Crise V1) très court qui n'entraîne pas de crise majeure de la production carbonatée. Ce dernier est suivi de deux arrêts majeurs de la production des plates-formes datés respectivement du Valanginien inférieur (Crise V2) et du Valanginien supérieur (Crise V3) qui s'observent sur toutes les plates-formes mais avec un déphasage entre les secteurs (Föllmi *et al.*, 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010 ; Bonin *et al.*, *soumis*). Quant aux plates-formes aptiennes, elles présentent quatre arrêts de croissance identifiés respectivement à la limite Barrémien-Aptien, au milieu de l'Aptien inférieur (Crises A2 et A3) et à la fin de l'Aptien inférieur – début de l'Aptien supérieur (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; Embry *et al.*, 2010 ; van Buchem *et al.*, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010). Ces arrêts de la sédimentation carbonatée sont également déphasés entre les différents secteurs et seuls les arrêts Barrémo-Aptien (Crise A1) et fin Aptien inférieur (Crise A4) sont généralisés sur les plates-formes Nord- et Sud-téthysiennes. Toutefois, l'émersion Barrémo-Aptienne causant le premier arrêt des plates-formes n'est que très courte et ne semble pas avoir provoqué une crise majeure de la production carbonatée. Cette dernière ainsi que les crises valanginiennes (inférieur et supérieur ; Crises V2 et V3) sont précédées par un changement de la croissance des plates-formes, induit par une modification des communautés de producteurs (Föllmi *et al.*, 2007). Les associations floro-fauniques évoluent de communautés dominées par des organismes photozoaires vers des assemblages dominés par des organismes hétérozoaires (Weissert *et al.,* 1998 ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Föllmi *et al.*, 2007 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; Embry *et al.*, 2010). Enfin, les perturbations du Crétacé inférieur coïncideraient également avec des **refroidissements** (Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; McArthur *et al.*, 2007 ; ce travail), dont l'origine globale est en partie remise en question pour le Valanginien (Littler *et al.*, 2011). L'Aptien, quant à lui, est marqué par deux refroidissements, l'un datant du début de l'Aptien inférieur (Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005) et l'autre datant de la fin de l'Aptien inférieur (ce travail). Au-delà de ces similitudes, ces intervalles se distinguent 1) dans la manifestation d'évènements volcaniques, 2) dans la nature et l'étendue de la matière organique stockée, 3) dans l'amplitude et les caractères de la crise de la production carbonatée pélagique.

D'après certaines études, le Valanginien et l'Aptien sont tous deux marqués par un volcanisme intensif engendrant la formation de grands plateaux basaltiques, correspondant respectivement aux LIPs du Paraná-Etendeka (Renne *et al.*, 1992 ; Ernesto *et al.*, 1999 ; Coffin *et al.*, 2001 ; Coffin et Eldholm, 2001) et du Plateau de Otong Java (Neal *et al.*, 1997 ; Gladchenko *et al.*, 1997 ; Figure 4.1). L'âge de l'évènement volcanique associé aux trapps de Otong Java serait antérieur aux perturbations de l'Aptien et est identifié comme étant à leur origine (Erba, 1994 ; Larson et Erba, 1999 ; Leckie *et al.*, 2002 ; Weissert et Erba, 2004 ; Mehay *et al.*, 2009 ; Tejada *et al.*, 2009). Selon Jahren *et al.* (2001) et Beerling *et al.* (2002), l'Aptien serait également ponctué par une libération d'hydrates de méthane. Cette dernière engendrerait la diminution abrupte de $\delta^{13}C$ (d'une amplitude de -4 ‰ ; van Buchem *et al.*, 2002) précédant l'excursion positive de la courbe isotopique du carbone. L'âge de l'activité du Paraná Etendeka, quant à lui, est plus imprécis : les travaux de Rennes *et al.* (1992) estiment l'âge de cet évènement à 130 Ma (Hauterivien), alors que, plus récemment, Thiede et Vasconcelos (2010) suggèrent un âge de 134, 6 Ma +/- 0,6 correspondant à la fin du Valanginien selon l'échelle des temps de Ogg *et al.* (2008).

Par ailleurs, l'origine de la matière organique stockée au cours du Valanginien et Aptien diffère (Figure 4.1). En effet, l'enfouissement de carbone organique, au Valanginien, se serait effectué plutôt en domaine continental (Westermann *et al.*, 2010). Les enregistrements sédimentaires sont toutefois en nombre trop limité pour appréhender l'ampleur de ce stockage et son impact sur le bilan de CO_2 atmosphérique. A l'Aptien, cet enfouissement s'effectue en domaine marin tels que le certifient les dépôts de *black shales* enregistrés dans les domaines océaniques atlantiques, téthysiens et pacifiques (Bralower *et al.*, 1994 ; Jenkyns, 1995 ; Menegatti *et al.*, 1998). Ces dépôts sont associés à un épisode anoxique global (OAE) d'une durée estimée à 1Ma (*e.g.* Bralower *et al.*, 1994). Quant au Valanginien, ces conditions anoxiques ne se limitent qu'à quelques domaines hémipélagiques isolés (Lini *et al.*, 1992 ; Westermann *et al.*, 2010).

Enfin, les crises de la production carbonatée pélagique, enregistrées au cours de ces épisodes, diffèrent selon plusieurs aspects. Dans un premier temps, la production pélagique, au Valanginien n'est marquée que par un **déclin des nannoconidés** s'accompagnant d'une diminution des abondances des nannoconidés à canal central étroit (Erba et Tremolada, 2004 ; Barbarin *et al.*, *soumis*). Les travaux menés dans le Bassin Vocontien décrivent même un déclin polyphasé (Barbarin *et al.*, *soumis*). L'Aptien enregistre lui aussi un déclin des nannoconidés. De manière plus drastique que le déclin du Valanginien, il aboutit à **une véritable crise au milieu de l'Aptien inférieur** (Zone à *D. deshayesi*). Celle-ci se caractérise par un minimum des abondances des deux morphotypes de nannoconidés (à canal central larges et étroits) (Erba, 1994 ; Bralower *et al.*, 1994 ; Erba et Tremolada, 2004).

L'objectif de cette partie est de comparer :

- **les processus impliqués dans les crises des plates-formes carbonatées au cours de ces deux étages ;**
- **les mécanismes à l'origine des refroidissements à courts termes. Et plus particulièrement de discuter l'incidence de l'arrêt de production carbonatée des plates-formes sur les fluctuations climatiques tel que le suggère le récent modèle climatique proposé par Donnadieu *et al.* (*accepté*).**

4.1 LES DECLENCHEURS DE LA CRISE DES PLATES-FORMES : SONT-ILS SIMILAIRES AU VALANGINIEN ET A L'APTIEN ?

Les crises des plates-formes valanginiennes et aptiennes coïncident avec des changements de certains paramètres chimiques et physiques, parmi lesquels la température, l'espace d'accommodation et le niveau trophique des eaux de surface contrôlant la production carbonatée en domaine néritique (e. g. Schlager, 1992 ; Mutti et Hallock, 2003).

4.1.1 Les fluctuations climatiques responsables des crises des plates-formes du Crétacé Inférieur ?

Parmi les 7 arrêts de croissance des plates-formes carbonatées qui ponctuent le Valanginien et l'Aptien, seules les crises V3 (Figure 4.1, A) du Valanginien supérieur et A4 (Figure 4.1, B) de la fin de l'Aptien inférieur coïncident avec des refroidissements mis en évidence par McArthur *et al.* (2007) et ce travail (Chapitre 3, Partie 3.2) respectivement. L'enregistrement de carbonates à Ollioules pendant le minimum thermique du Valanginien supérieur suggère un rôle décisif d'autres paramètres sur la production carbonatée que la chute des températures. De plus, même si la plate-forme espagnole est marquée par l'arrêt A4, la reprise de sa production dès le début de l'Aptien supérieur alors que les reconstitutions paléoclimatiques réalisées dans ce travail ne semble pas présenter de réchauffement pendant cet intervalle (Chapitre 3, Partie 3.2), nous incite à penser que le rôle de la température n'est pas prépondérant dans l'inhibition de la production carbonatée.

Si l'intervention de la chute des températures ne semble pas interférer directement sur la production carbonatée, elle semble jouer un rôle sur les assemblages de producteurs néritiques d'une part et pélagiques d'autre part. En effet, cette relation est mise en évidence par le développement des microbialites à Ollioules pendant le minimum thermique du Valanginien supérieur (Bonin *et al., soumis*). Ce remplacement serait également généré par des conditions mésotrophiques lié à un climat humide au début du Valanginien supérieur (Duchamps-Alphonse *et*

al., 2011). Par ailleurs, nous notons des remplacements de communautés néritiques suite aux refroidissements du Valanginien supérieur, du début et de la fin de l'Aptien inférieur (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; van Buchem *et al.*, 2010 ; Bonin *et al.*, *soumis*). L'étude de la plate-forme Provencale décrit une évolution des communautés hétérozoaires vers des communautés photozoaires dès le milieu du Valanginien supérieur (Bonin *et al.*, *soumis*). L'étendue de ce remplacement est difficile à connaître en raison de la discontinuité des dépôts carbonatés dans le Jura (Gréselle et Pittet, 2010) et de l'absence de dépôts carbonatés dans les secteurs helvétiques et du Vercors pendant le Valanginien supérieur (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Föllmi *et al.*, 2006 ; 2007). Ce remplacement de communauté à Ollioules signale une baisse du niveau trophique favorisant le développement des organismes photozoaires (Bonin *et al.*, *soumis*). Cette diminution des nutriments pourrait être liée à la mise en place de conditions arides (Duchamps-Alphonse *et al.,* 2011 ; Gréselle *et al.*, 2011*)* relative au refroidissement du Valanginien supérieur (McArthur *et al.,* 2007). Au milieu de l'Aptien inférieur, les plates-formes helvétiques et celles du Vercors enregistrent un développement de communautés photozoaires (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008) suite au refroidissement de l'Aptien inférieur soulignant également des changements des niveaux trophiques (Figure 4.1, B). Cette évolution des faunes n'est pourtant pas observée à l'échelle de la Téthys puisque les plates-formes espagnoles et arabiques sont dominées par des communautés hétérozoaires pendant cet intervalle (Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010 ; van Buchem *et al.*, 2010). Cette observation suppose l'existence de ceintures climatiques séparant des zones humides (au Sud) de zones plus arides (au Nord). Puis, le refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur (Chapitre 3, Partie 3.2) est suivi par un dernier remplacement de communautés, caractérisé par des assemblages à microbialites relayés par des communautés photozoaires correspondant à des coraux en Espagne (Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010) et à des rudistes dans le domaine arabique (*e.g.* van Buchem *et al.*, 2010). Ce remplacement suggèrerait également une diminution des nutriments en relation avec un climat plus froid et aride (Chapitre 3, Partie 3.2). Nous devons souligner ici que les microbialites se développent avant le refroidissement, et que par conséquent, leur mise en place diffère du développement de microbialites qui marque le Valanginien qui , quant à elles, se développent pendant le minimum thermique (Bonin *et al., soumis)*.

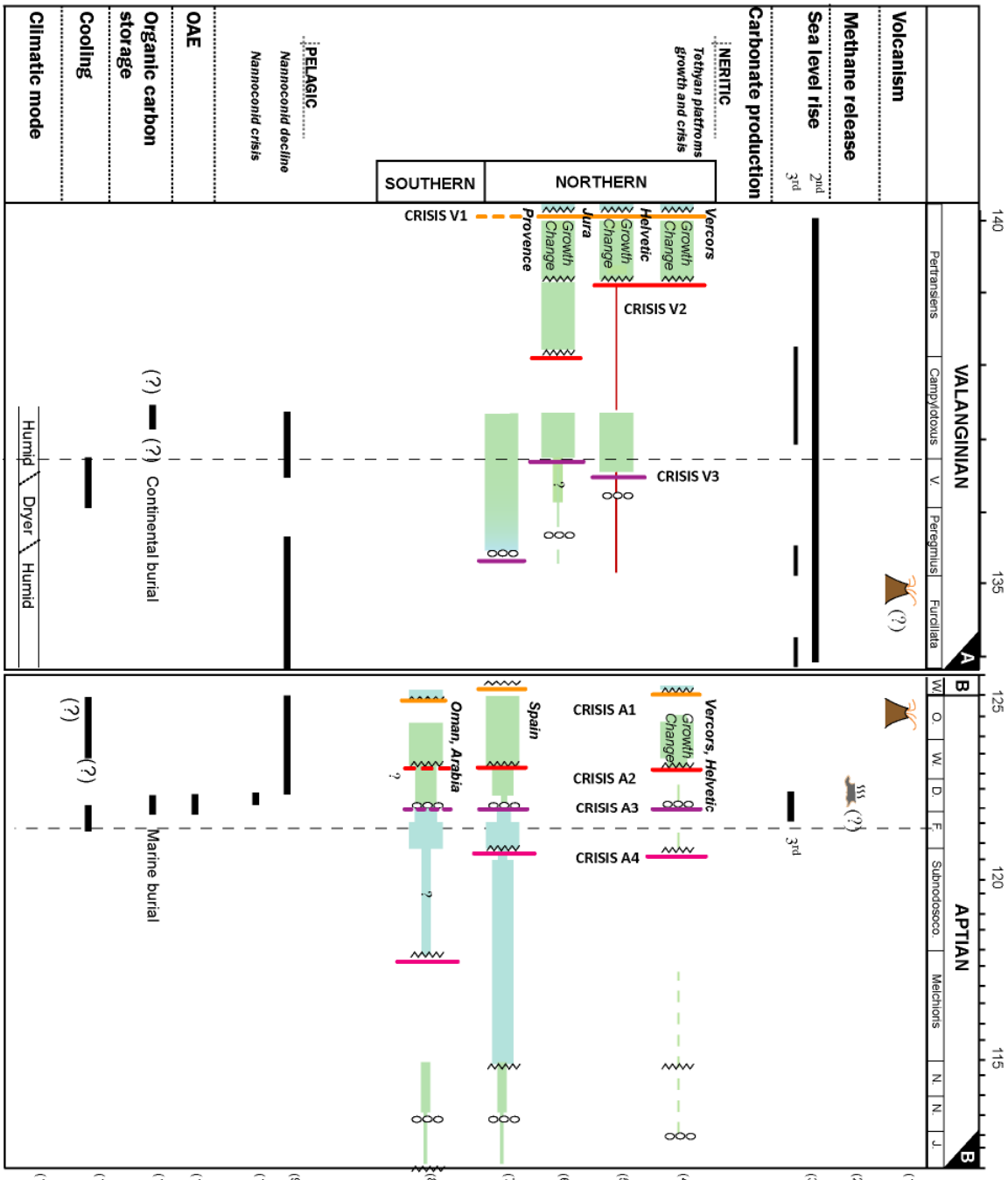


Figure 4.1 : Comparaison des évènements marquant le Valanginien et l'Aptien

(1) Tejada *et al.*, 2009 ; Thiele et Vasconcelos, 2010 ; (2) Jahren *et al.*, 2001 ; (3) Hardenbol *et al.*, 1998 ; (4) Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Funk *et al.*, 1993 ; Arnaud *et al*, 1998 ; Föllmi et al, 2006, 2007 ; (5) Funk *et al.*, 1993 ; Föllmi *et al.*, 2006, 2007 ; (6) Gréselle et Pittet, 2010 ; (7) Embry *et al.*, 2010 ; Bonin *et al.*, soumis ; (8) van Buchem *et al.*, 2002, 2010 ; Shroeder *et al.*, 2010 ; (9) Erba, 1994 ; Bralower *et al.*, 1994 ; Erba et Tremolada, 2004 ; Erba *et al.*, 2004 ; Tremolada *et al.*, 2006 ; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007 ; Barbarin *et al.*, soumis ; (10) Erba, 1994 ; Erba et Tremolada, 2004; (11) Schlanger et Jenkyns, 1976 ; (12) Menegatti *et al.*, 1998 ; Westermann *et al.*, 2010 ; (13) Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005 ; McArthur *et al.*, 2007 ; ce travail ; (14) Duchamps-Alphonse *et al.*, 2011 ; Gréselle *et al.*, 2011

Par ailleurs, les répercutions du changement de température s'observeraient également chez les producteurs pélagiques illustrées par l'évolution des communautés du Valanginien supérieur. En effet, la reprise de ces producteurs dès le début du Valanginien supérieur, affectés par un déclin dès le Valanginien inférieur est en partie attribuée à la chute des températures et à un climat plus aride (Barbarin *et al.*, *soumis*). Les fluctuations climatiques présentent donc un impact sur les producteurs, que ce soit par la variation de température ou les changements d'humidité.

Enfin, l'apparition de conditions froides peut entraîner la croissance de calottes polaires générant ainsi une chute du niveau eustatique. Cette dernière est néfaste pour le développement des plates-formes (ce travail ; cf. Chapitre 3, Partie 3.2). Elles peuvent également entraîner des fluctuations eustatiques à très courtes échelles de temps et de très grandes amplitudes (Gréselle et Pittet, 2005 : Gréselle et Pittet, 2010 ; Bonin *et al. soumis*) générant ainsi des variations d'accommodation abruptes pouvant être à l'origine de l'arrêt de production des plates-formes.

4.1.2 L'Accommodation en tant que déclencheur des crises des plates-formes du Crétacé Inférieur ?

Durant le Valanginien et l'Aptien, les divers arrêts de croissance des plates-formes sont associés à des émersions (Crise V1, A1, A2 et A4 ; Figure 4.1) ou à des ennoiements (Crises V2, V3 et A3). Toutefois parmi ces arrêts, certains signent une crise de la production carbonatée pendant une période de temps allant de 2 Ma (Crise V2) à 10 Ma (Crise A1) dans certains secteurs (Figure 4.1).

4.1.2.1 L'impact des variations de l'accommodation sur les plates-formes valanginiennes

Les véritables crises de la production carbonatée au Valanginien correspondent aux crises V2 et V3 (Figure 4.1). La Crise V2, enregistrée dans les secteurs du Vercors, jurassiens et helvétiques (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Föllmi *et al.*, 2006 ; 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010) à partir du milieu de la Zone à *T. pertransiens*, et la Crise V3, marquant les plates-formes jurassiennes, helvétiques et provençales (Föllmi *et al.*, 2006 ; 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010 ; Bonin *et al.*, *soumis*) à partir de *S. verrucosum* sont diachrones entre les secteurs (Figure 4.1, A). Ces arrêts de la production sont concomitant à des hausses eustatiques de 3ème ordre, compris dans une phase transgressive à long terme de 2nd ordre (Hardenbol *et al.* 1998 ; Figure 4.1, A). Cette augmentation de l'accommodation conduit à l'enregistrement de niveaux condensés dans le secteur helvétique pendant le Valanginien inférieur (de mi-*T. pertransiens* à mi- *B. campylotoxus)* et le Valanginien supérieur (*S. verrucosum* à *N. peregrinus).*

L'augmentation de l'accommodation sous une hausse eustatique entrainerait la crise de la production carbonatée V2 selon Föllmi *et al.*, (2006 ; 2007 ; Figure 4.2, 4). Pendant cette période de temps, le secteur provençal, probablement émergé, n'enregistre pas de carbonates. Cette augmentation de l'espace sous la hausse eustatique durant le Valanginien supérieur provoquerait également l'ennoiement et l'inhibition de la production carbonatée dans les domaines helvétiques et jurassiens à partir du début du Valanginien supérieur (Crise V3, Figure 4.1 ; Figure 4.2, 6 ; *e.g.* Föllmi *et al.*, 2006 ; 2007) et dans le domaine provençal au milieu du Valanginien supérieur (Bonin *et al.*, *soumis*). Gréselle et Pittet (2010) proposent plutôt une succession de variations glacio-eustatiques à haute fréquence et de grande amplitude pour expliquer la chute de la production carbonatée dans le domaine jurassien au Valanginien supérieur (V3) en accord avec l'identification d'un refroidissement durant cet intervalle (McArthur *et al.*, 2007). Des régressions à répétition suivies de débâcles participeraient ainsi à l'affaiblissement de la production néritique. Si les fluctuations eustatiques peuvent jouer un rôle important dans les crises de la production, il n'est pas le seul facteur de contrôle puisque les arrêts V2 et V3 sont diachrones entre les secteurs (exemple Figure 4.2, 6 et 7 pour V3). Ceci suggère l'intervention de paramètres supplémentaires dans la crise de la production. Les travaux menés sur le secteur d'Ollioules ont permis de suggérer l'existence d'un paramètre tectonique qui pouvait précipiter l'arrêt de la production en domaine de plate-forme en amplifiant l'effet de l'augmentation de l'espace d'accommodation (Bonin *et al.*, *soumis*). En effet, les secteurs très subsidents tels que les domaines helvétiques d'après Stampfli *et al.* (2002), enregistrent un arrêt de la production dès le début du Valanginien supérieur (Föllmi *et al.*, 2007). Les secteurs moins subsidents, tel que le domaine provençal (Bonin *et al.*, *soumis*), enregistrent un arrêt de leur production à la fin du Valanginien supérieur seulement (Figure 4.2, 7). L'enregistrement diachrone de cette crise au Valanginien pourrait être également induit par l'existence de contextes géodynamiques différents.

4.1.2.2 L'impact des variations de l'Accommodation sur les plates-formes aptiennes

La chute de la production carbonatée est clairement notable dès le milieu de l'Aptien inférieur (base de la Zone à *S. weissi*) suite à l'émersion et à l'arrêt de sédimentation A2 (Figure 4.1, B) qui entraîne la réduction des plates-formes Provençale, helvétique et du Vercors (Masse, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008). Nous pouvons remarquer la concomitance de cet arrêt avec le refroidissement climatique du début de l'Aptien inférieur (Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005) qui pourrait entraîner indirectement une chute du niveau marin par la croissance de calottes polaires (Figure 4.1, B ; Figure 4.2, 4). L'arrêt de sédimentation A2 est enregistré à l'échelle de la

Téthys mais n'affecte pas les plates-formes téthysiennes avec la même amplitude. En effet, en Espagne et dans le domaine arabique, il semble que cet arrêt ne soit que de très courte durée et n'affecte pas vraiment la production. La sédimentation et les faciès à orbitolines déposés en Espagne avant et après l'émersion sont comparables (Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010). Ce secteur est toutefois clairement marqué par une chute de la production carbonatée associée à la crise A3 qui se traduit par le dépôt de marnes (Marnes de Forcall ; Embry *et al.*, 2010 ; Bover-Arnal *et al.*, 2010 ; Figure 3.3).

En effet, la crise A3 correspondant à l'équivalent de la Zone à *D. deshayesi*, associée à un ennoiement des secteurs internes, est concomitante à l'enregistrement de niveaux condensés en Suisse (Föllmi et Gainon, 2008) et à l'arrêt de la production carbonatée dans les domaines helvétiques et celui du Vercors auparavant affaiblis par l'Arrêt 2 (Figure 4.1, B). Toutefois, dans les domaines arabiques, cet arrêt de la production n'est pas considéré comme une chute majeure de la production en raison de l'installation des rudistes dans les domaines proximaux (van Buchem *et al.*, 2010). Nous remarquons toutefois une augmentation des proportions de marnes dans les dépôts de bassin qui signalent un évènement touchant la production carbonatée en Arabie (Figure 4.3, 5 et 6). La crise A3 présente donc une importance capitale puisqu'elle est suivie d'une production carbonatée amoindrie au niveau de la majorité des secteurs téthysiens.

Une dernière crise importante est notable au milieu de l'Aptien, correspondent à la crise A4, puisqu'elle entraîne l'arrêt de la production des secteurs helvétiques déjà faible depuis le milieu de l'Aptien inférieur, et des secteurs arabiques jusqu'à la fin de l'Aptien supérieur (Föllmi et Gainon, 2008 ; van Buchem *et al.*, 2010). Cet arrêt est associé à une baisse du niveau marin (Hardenbol *et al.*, 1998). Dans le domaine omanais, cette chute du niveau marin est estimée à 100 mètres dont 50-80 m. serait d'origine eustatique, masqué par un *uplift* tectonique (Hillgärtner *et al.*, 2003). L'identification du refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur (Hochuli *et al.*, 1999 ; Chapitre 3, Partie 3.2) avant cette fluctuation eustatique (Figure 4.1, B) pourrait supposer ici encore, un contrôle glacio-eustatique sur le niveau marin ce qui a déjà été supposé par les travaux de Gréselle et Pittet (2005) sur la plate-forme omanaise (Figure 4.3, 8). Ces auteurs suggèrent effectivement que de longues émersions suivies d'ennoiements rapides entraineraient la surimposition de surfaces émersives et transgressives en Oman (Gréselle et Pittet, 2005) ainsi que l'enregistrement de niveaux condensés en Suisse (Föllmi et Gainon, 2008). Enfin, comme au Valanginien, certaines crises sont diachrones, telles que les crises A2, A3 et A4 et pourraient également suggérer l'intervention de facteurs additionnels dans la crise des carbonates. Tel que le Valanginien, nous pouvons supposer l'existence de contextes géodynamiques différents entre les deux secteurs Nord- et Sud-téthysiens afin d'expliquer le diachronisme des crises de la production néritique auquel vient s'ajouter des fluctuations eustatiques ou glacio-eustatiques qui participent à la dégradation de la production.

L'accommodation n'est peut-être pas la seule responsable dans la crise des carbonates. En effet, ces crises ont été mises en relation avec la hausse du niveau trophique au préalable de ces arrêts par certains auteurs (Föllmi *et al.*, 1994 ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2007), qui peut jouer un rôle néfaste sur la production carbonatée (*e.g.* Mutti et Hallock, 2003). Dans la partie suivante, nous discuterons de l'impact de ce facteur de contrôle sur la production carbonatée au Valanginien et à l'Aptien en fonction de nos observations.

4.1.3 Le Niveau trophique en tant que déclencheur des crises des plates-formes du Crétacé inférieur ?

Les crises de la production carbonatée néritique au Valanginien et à l'Aptien, identifiées par les arrêts V2, V3 et A2, A3 et A4 sont précédées par des évolutions de communautés de producteurs photozoaires vers des communautés hétérozoaires (Figure 4.1, A et B ; Weissert *et al.*, 1998 ; Föllmi *et al.*, 2006 ; 2007 ; Embry *et al.,* 2010) qui sont en relation avec l'augmentation des nutriments dans l'océan (Föllmi, 1995 ; Weissert *et al.*, 1998). Durant ces deux intervalles, la hausse du niveau trophique serait influencée par l'augmentation du détritisme et l'intensification de l'érosion continentale (Föllmi *et al.*, 1994 ; 2006 ; 2007 ; Figure 4.2, 3 ; Figure 4.3, 2). Pour l'Aptien inférieur, Weissert et Erba (2004) suggèrent également des apports de nutriments par le biais d' « upwellings volcanogéniques » en relation avec l'activité volcanique sous marine de Otong Java dès l'Aptien inférieur (Larson, 1991 ; Figure 4.3, 2).

Certains auteurs suggèrent l'importance de ces conditions méso- eutrophiques dans la crise des plates-formes, concernant essentiellement les domaines soumis aux apports clastiques des rivières (*e.g.* Föllmi *et al.*., 1994 ; Weissert *et al.*, 1998). Les travaux présentés ici sont en accord avec cette hypothèse puisqu'au Valanginien, la crise valanginienne V3 affecte plus précocement les plates-formes Nord-téthysiennes soumises aux apports détritiques (Föllmi *et al.*, 2007) alors que le secteur d'Ollioules isolé des sources de nutriments (Bonin *et al.*, *soumis*) préserve des carbonates jusqu'au milieu du Valanginien supérieur. Néanmoins, il est difficile de séparer le rôle des nutriments de celui de la subsidence, plus faible à Ollioules et qui a également contribué à préserver la production dans ce secteur.

A l'Aptien, le rôle du niveau trophique sur les crises est difficile à établir. Il est certain que l'augmentation des nutriments a des répercutions sur les communautés néritiques dont les remplacements précèdent les crises de la production de plate-forme. Dans le paragraphe précédent, nous avons suggéré l'intervention de contextes géodynamiques différents afin d'expliquer l'amplitude différente des crises A2, A3 et A4 sur les différents secteurs téthysiens. Nous pouvons

également supposer une différence dans le trophisme des secteurs tel que l'a supposé Heldt *et al.* (2010) afin d'expliquer cet impact différent de la crise de la production carbonatée de la fin de l'Aptien. En effet, durant cet intervalle, seules les plates-formes Nord-téthysiennes sont affectées d'une crise de la production carbonatée alors que les domaines Sud-téthysiens préservent des carbonates. Ces auteurs proposent alors l'existence d'une barrière climatique séparant les domaines Nord-téthysiens dominés par des conditions humides et des apports détritiques plus importants que dans les domaines Sud-téthysiens sous l'influence d'un climat plus aride.

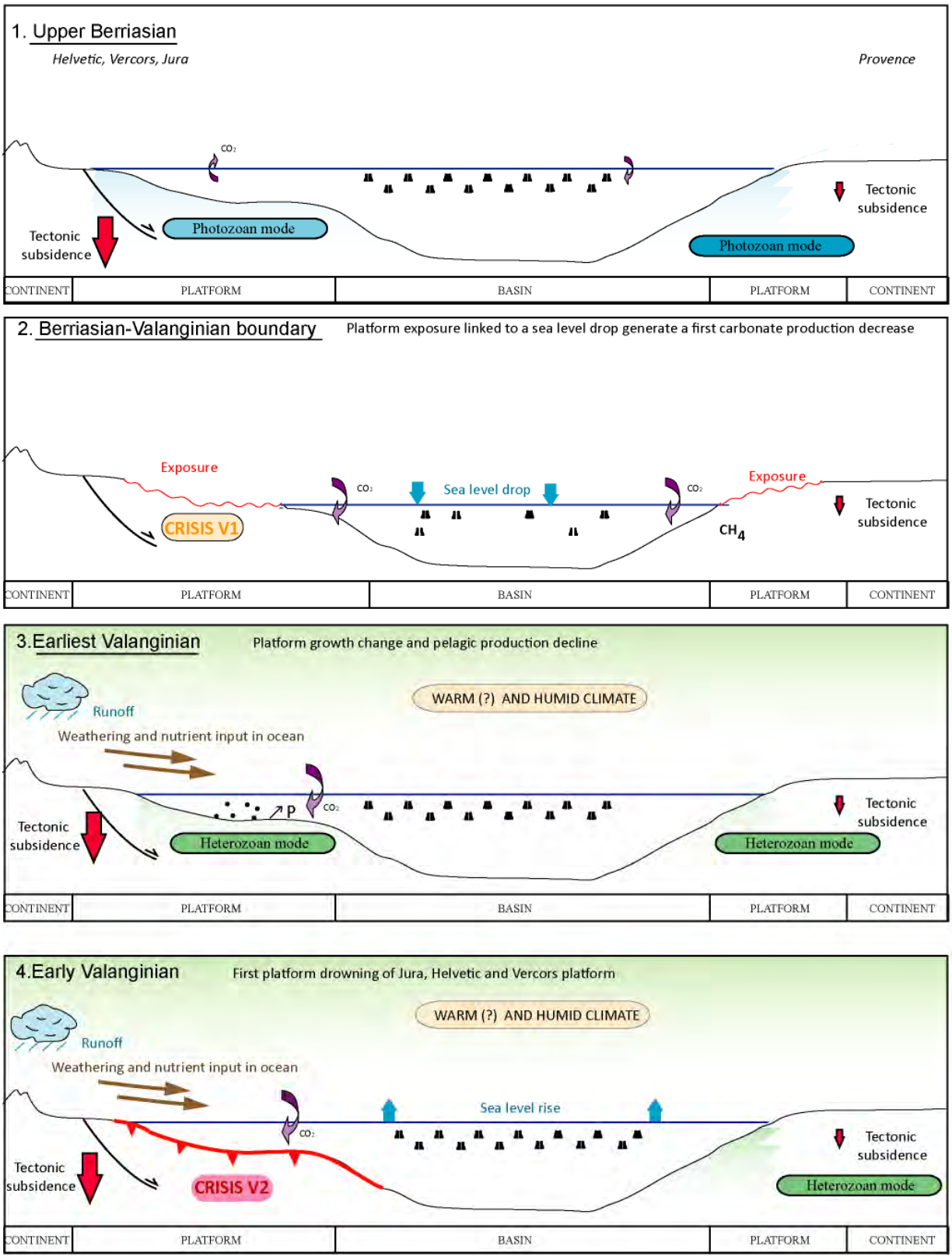
La hausse des nutriments favorise le développement de producteurs hétérozoaires qui présentent des flux de production moins importants et donc une production moins efficace (*e.g.* Schlager, 1981). Sous l'action d'autres facteurs limitants de la production carbonatée, une plate-forme dominée par les producteurs hétérozoaires est plus fragile. Les quantifications réalisées sur les producteurs photozoaires et hétérozoaires dominants la plate-forme du sous-Bassin de Galvé à l'Aptien confortent cette idée. En effet, les producteurs hétérozoaires correspondant aux orbitolines dans ce secteur, sont moins efficaces que les coraux ou les rudistes. Cette étude montre toutefois que ces flux de carbonates propres à chaque type de producteurs dépendent également des taux d'accommodation et de la géométrie de la plate-forme.

4.1.4 Synthèse

Pour conclure, il semble que les fluctuations de températures ne jouent pas de rôle prépondérant dans les crises des plates-formes du Crétacé inférieur. Les crises V2 et V3 du Valanginien semblent essentiellement liées à l'augmentation de l'accommodation engendrée par une hausse du niveau marin et à des variations glacio-eustatiques amplifiée par la subsidence tectonique (Figure 4.2, 5, 6, 7). Ces crises sont d'une part précédées par une émersion V1 qui a pu participer à la dégradation de la production carbonatée et par une élévation du niveau trophique d'autre part au début du Valanginien inférieur (Figure 4.2, 2 et 3). L'augmentation des nutriments entraîne un remplacement de producteurs néritiques et pélagiques et conduit à une baisse des flux de carbonates. L'origine des nutriments serait, pour cet intervalle, continentale, favorisée par les conditions climatiques humides au début du Valanginien (Duchamps-Alphonse *et al.*, 2011 ; Gréselle *et al.*, 2011 ; Figure 4.2, 3). Il n'est pas certain que les conditions mésotrophiques aient entrainé la crise des plates-formes au Valanginien. Toutefois, elles ont pu, dans les domaines helvétiques, jurassiens et du Vercors, rendre les environnements moins favorables à la production de carbonates et fragiliser la plate-forme (Föllmi *et al*., 2007).

A l'Aptien, la chute de la production carbonatée semble débuter dès la crise A2 par la chute du niveau marin, (Figure 4.1, B). Cette émersion affecte la production carbonatée qui a affaibli la

production dans les plates-formes helvétiques et du Vercors (Arnaud *et al.*, 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008). Même si elle est mineure en Espagne, cet arrêt de la sédimentation a pu contribuer à la dégradation de la production qui est clairement marquée d'une crise au milieu de l'Aptien inférieur (Embry *et al.*, 2010). Cette crise est suivie d'un refroidissement à la fin de l'Aptien inférieur qui entrainerait de longues émersions suivies d'ennoiements rapides (Gréselle et Pittet, 2005) ainsi que la crise A4 du milieu de l'Aptien (Figure 4.3, 8). L'ensemble des crises A2, A3 et A4 sont précédées d'une hausse du niveau trophique qui a pu contribuer à la dégradation des conditions favorables à la production de carbonate. A l'Aptien, l'augmentation des nutriments dans l'océan serait en relation avec l'activité volcanique de Otong Java (Weissert et Erba, 2004 ; Figure 4.3) qui a pu générer une accélération de l'érosion continentale et des apports détritiques importants. Le volcanisme sous-marin aurait également pu provoquer, selon les mêmes auteurs, des upwellings volcanogéniques apportant des nutriments du fond des océans vers la surface. Durant l'Aptien, la différence dans l'amplitude des crises pourrait être expliquée par plusieurs hypothèses : les travaux effectués sur le Valanginien soulèvent l'importance du contexte géodynamique dans les crises de la production carbonatée. Par ailleurs, l'existence de ceintures climatiques pourrait également induire une différence dans les apports détritiques sur les plates-formes et générer des conditions trophiques plus ou moins favorables selon les secteurs.


1. Upper Berriasian
Helvetic, Vercors, Jura
Provence
CO2
Tectonic subsidence
Photozoan mode
Photozoan mode
Tectonic subsidence
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
2. Berriasian-Valanginian boundary
Platform exposure linked to a sea level drop generate a first carbonate production decrease
Exposure
CO2
Sea level drop
CO2
Exposure
CRISIS V1
CH4
Tectonic subsidence
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
3.Earliest Valanginian
Platform growth change and pelagic production decline
WARM (?) AND HUMID CLIMATE
Runoff
Weathering and nutrient input in ocean
P
CO2
Tectonic subsidence
Heterozoan mode
Heterozoan mode
Tectonic subsidence
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
4.Early Valanginian
First platform drowning of Jura, Helvetic and Vercors platform
WARM (?) AND HUMID CLIMATE
Runoff
Weathering and nutrient input in ocean
Sea level rise
CO2
Tectonic subsidence
CRISIS V2
Tectonic subsidence
Heterozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT

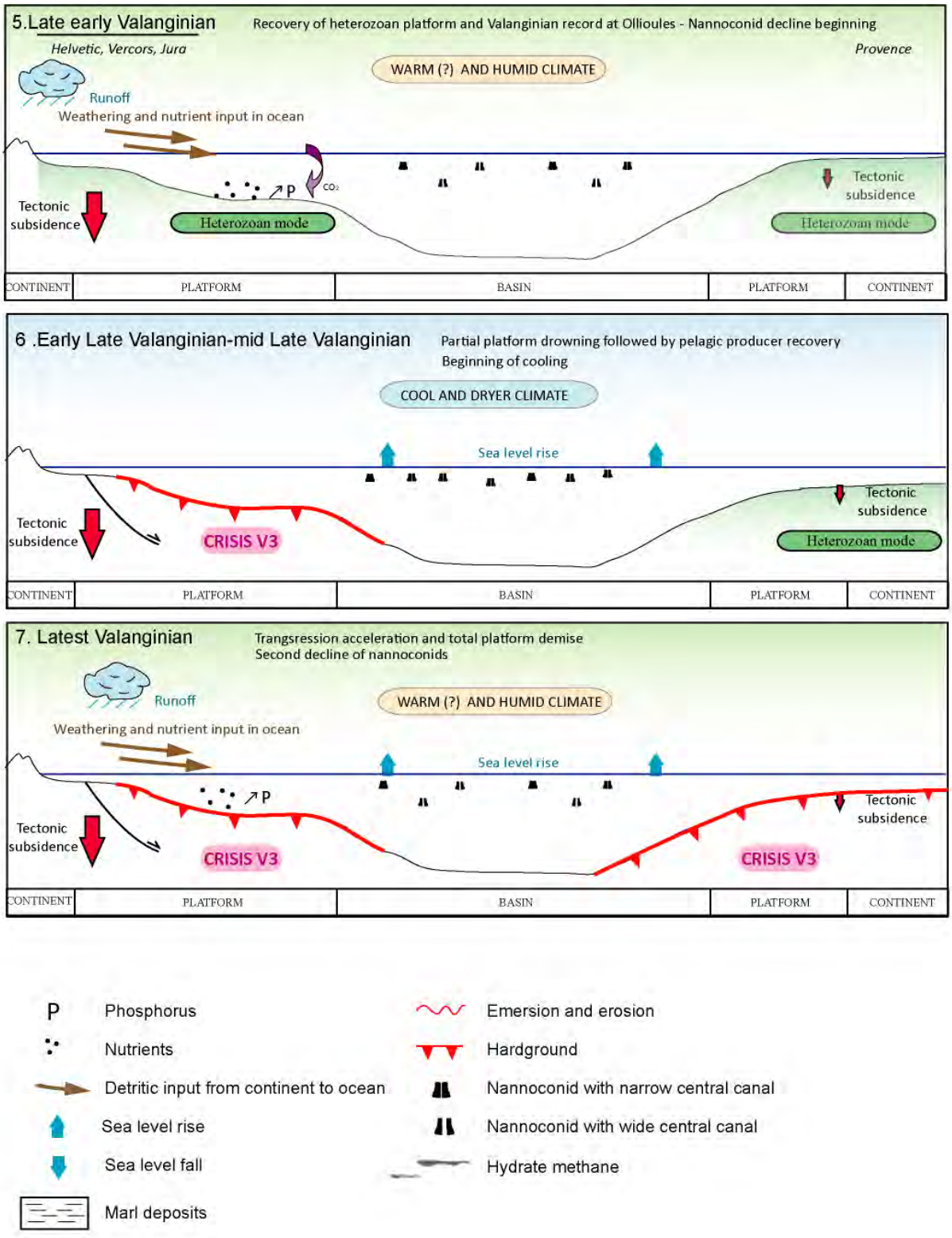
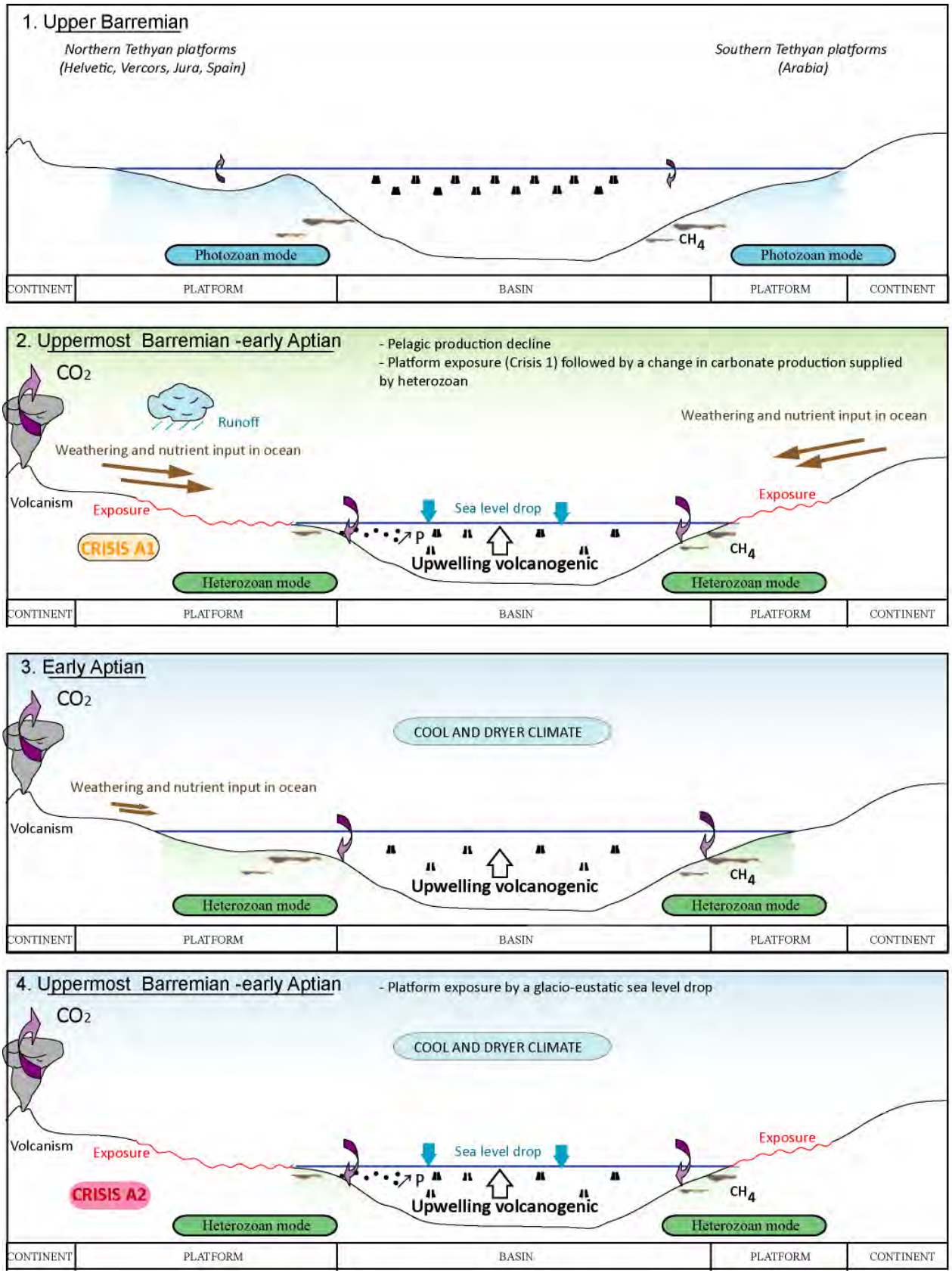


Figure 4.2 : Scénario élaboré pour le Valanginien (pages 220 et 221). *Le début de l'intervalle Valanginien est marqué par un remplacement des communautés associé à l'augmentation du détritisme sous un climat humide. La hausse du niveau marin entraine une première crise des plates-formes au Valanginien inférieur. Cette crise est suivie par 1) un déclin des nannoconidés, 2) un nouvel arrêt au Valanginien supérieur de la production néritique concomitante à 3) un refroidissement des eaux téthysiennes. La crise des plates-formes est diachrone entre les secteurs téthysiens, de par la différence des contextes géodynamiques. Puis au début du Valanginien supérieur, les nannoconidés présentent une reprise, qui n'est que de courte durée puisqu'ils déclinent dès le milieu du Valanginien supérieur.*


1. Upper Barremian
Northern Tethyan platforms
(Helvetic, Vercors, Jura, Spain)
Southern Tethyan platforms
(Arabia)
CH4
Photozoan mode
Photozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
2. Uppermost Barremian -early Aptian
- Pelagic production decline
- Platform exposure (Crisis 1) followed by a change in carbonate production supplied by heterozoan
CO2
Runoff
Weathering and nutrient input in ocean
Weathering and nutrient input in ocean
Volcanism
Exposure
Exposure
Sea level drop
CRISIS A1
P
Upwelling volcanogenic
CH4
Heterozoan mode
Heterozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
3. Early Aptian
CO2
COOL AND DRYER CLIMATE
Weathering and nutrient input in ocean
Volcanism
Upwelling volcanogenic
CH4
Heterozoan mode
Heterozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
4. Uppermost Barremian -early Aptian
- Platform exposure by a glacio-eustatic sea level drop
CO2
COOL AND DRYER CLIMATE
Volcanism
Exposure
Sea level drop
Exposure
CRISIS A2
P
Upwelling volcanogenic
CH4
Heterozoan mode
Heterozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT

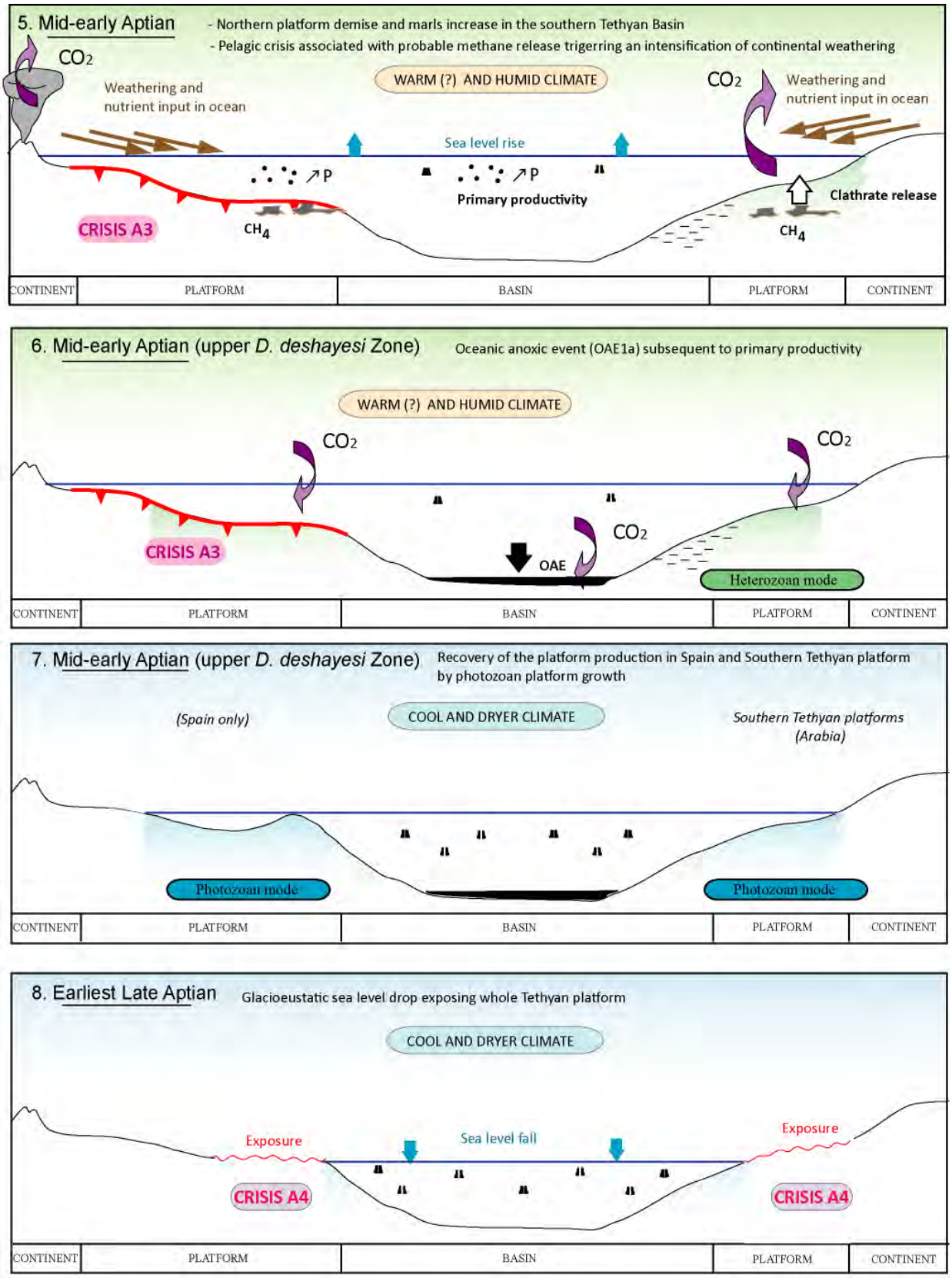

5. Mid-early Aptian
- Northern platform demise and marls increase in the southern Tethyan Basin
- Pelagic crisis associated with probable methane release trigerring an intensification of continental weathering
CO2
Weathering and nutrient input in ocean
WARM (?) AND HUMID CLIMATE
CO2
Weathering and nutrient input in ocean
Sea level rise
↗P
↗P
Primary productivity
Clathrate release
CRISIS A3
CH4
CH4
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
6. Mid-early Aptian (upper D. deshayesi Zone)
Oceanic anoxic event (OAE1a) subsequent to primary productivity
WARM (?) AND HUMID CLIMATE
CO2
CO2
CO2
CRISIS A3
OAE
Heterozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
7. Mid-early Aptian (upper D. deshayesi Zone)
Recovery of the platform production in Spain and Southern Tethyan platform by photozoan platform growth
(Spain only)
COOL AND DRYER CLIMATE
Southern Tethyan platforms (Arabia)
Photozoan mode
Photozoan mode
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT
8. Earliest Late Aptian
Glacioeustatic sea level drop exposing whole Tethyan platform
COOL AND DRYER CLIMATE
Exposure
Sea level fall
Exposure
CRISIS A4
CRISIS A4
CONTINENT
PLATFORM
BASIN
PLATFORM
CONTINENT

Figure 4.3 (pages 222 et 223) : Scénario élaboré pour l'Aptien (Pour les légendes, voir Figure 4.2). Les remplacements des communautés néritiques et pélagiques à l'Aptien inférieur seraient associés à une hausse du niveau trophique provoqué par 1) des upwellings volcanogéniques en relation avec le volcanisme sous-marin de Otong Java ou / et à 2) l'intensification de l'érosion continentale et des apports détritiques dans l'océan sous un climat chaud, humide sous l'influence des pCO_2 importantes générées par le volcanisme. L'installation de ces communautés influe sur les échanges de CO_2 entre l'océan et l'atmosphère, influençant la diminution de pCO_2 atmosphérique. L'émersion des plates-formes Barrémiennes et ce remplacement de communauté auraient été suivi par un refroidissement au début de l'Aptien inférieur (Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005). Le deuxième arrêt de croissance des plates-formes aptiennes, enregistré dans le domaine Nord-téthysien uniquement survient au milieu de l'Aptien inférieur sous la hausse du niveau marin. Cet arrêt est succédé par une véritable crise de la production pélagique qui serait plutôt liée à une nouvelle hausse de niveau trophique lié aux libérations d'hydrates de méthane. La hausse du niveau trophique aurait également entrainé une augmentation de la production primaire dont la dégradation aurait entrainé les conditions anoxiques liées à l'OAE. Un nouveau refroidissement à la fin de l'Aptien inférieur succède aux crises de la production carbonatée et à l'OAE. Ce dernier entraine des conditions climatiques arides et une baisse des apports détritiques liée au ralentissement du cycle hydrologique. La baisse du niveau trophique influencerait alors le développement des producteurs oligotrophiques sur les plates-formes.

4.2 LES MECANISMES A L'ORIGINE DES REFROIDISSEMENTS DU CRETACE INFERIEUR

Comme le mentionne le modèle climatique de Donnadieu *et al.* (*accepté*), il semblerait que la crise de la production carbonatée et les refroidissements à court terme (<1Ma) soient intimement liés. Les refroidissements identifiés au cours du Crétacé inférieur ont été identifiés à la suite de l'arrêt et/ou de la modification de croissance des plates-formes carbonatées et à la suite d'épisodes de stockage de matière organique (Figure 4.1). Dans cette partie, nous discutons de la chronologie des évènements établie à partir de nos travaux et de l'éventuel impact de chacun des processus impliqués sur le climat.

4.1.1 L'impact des changements de la production carbonatée sur le climat

La production carbonatée participe de manière importante au cycle du carbone. Elle agit à la fois à court et à long terme. A long terme, ce processus opère comme un piège à carbone dans les réservoirs sédimentaires. En revanche, à court terme la réaction chimique de précipitation du carbonate libère du CO_2 (*e.g.* Holligan et Robertson, 1996). La production carbonatée néritique est, au Crétacé, un processus clé du cycle du carbone en raison de l'étendue des plates-formes : d'après Philip (2003), leur surface serait de $6.43 .10^6$ km² à l'Aptien inférieur contre $1,8 .10^6$ km² actuellement. D'après les études réalisées sur la Téthys, les taux de sédimentation au Valanginien et Aptien seraient de 10 cm/1000 ans (Masse, 1993 ; Föllmi *et al.*, 1994) correspondant à un taux d'accumulation de $2,8 .10^7$ T de carbonate par an. Cela équivaudrait à 3% du flux total de carbone durant le Crétacé inférieur d'après les données de Budyko *et al.* (1987). L'arrêt de ces plates-formes durant les étages Valanginien et Aptien auraient donc pu affecté de manière significative le cycle du carbone : il est suggéré que la chute de ces productions soit en partie responsable de l'augmentation

du $\delta^{13}C$ durant ces deux intervalles de temps (Weissert *et al.*, 1998). En effet, les carbonates sont enrichis en ^{13}C et l'arrêt de la précipitation de ce minéral participerait à l'augmentation de la concentration de ^{13}C dans l'océan. Par ailleurs, le modèle climatique développé par Donnadieu *et al.* (accepté), suggère que l'arrêt des plates-formes carbonatées peut être un mécanisme engendrant un refroidissement climatique à court terme.

En effet, un arrêt conséquent de la production aurait induit un changement dans la spéciation des ions carbonates dans l'eau océanique (Donnadieu *et al., accepté*). Sous la hausse de pH, le modèle de ces auteurs présente une modification de l'équilibre chimique entre les espèces H_2CO_3, HCO_3^- et CO_3^{2-}, induisant une augmentation des ions carbonates CO_3^{2-} et une diminution des espèces H_2CO_3. (Figure 4.4). Cette baisse en acide carbonique H_2CO_3 aurait été contrebalancée par la dissolution de CO_2 atmosphérique (Donnadieu *et al., accepté*). L'intervention d'un tel mécanisme sur les bilans de CO_2 atmosphérique et le climat pourrait être illustrée par les évènements valanginiens et aptiens. En effet, les refroidissements du Valanginien inférieur, du début et de la fin de l'Aptien inférieur succèdent respectivement aux arrêts de la production carbonatée V2, A1 et A3.

Toutefois, il est important de signaler que tous les arrêts de croissance de plates-formes n'impactent pas les taux de CO_2 atmosphérique et le climat. En effet, il est nécessaire que la crise des plates-formes soit étendue afin de générer une baisse de la production carbonatée néritique significative. Suite à la simulation d'une crise de la production des plates-formes subtropicales uniquement, les concentrations de Ca^{2+} augmenteraient mais seraient immédiatement utilisées par les plates-formes équatoriales encore en fonctionnement et dont le flux de carbonate augmente. Ce n'est que lorsque le modèle simule une crise de la production de ces plates-formes équatoriales ajoutée à celle des plates-formes subtropicales que la chimie de l'océan va être modifiée et, à terme, participer à la dissolution de CO_2 atmosphérique dans l'océan. Il est important de signaler que la simulation du refroidissement à court terme est établie avec une partie de la production carbonatée maintenue.

Précédemment au refroidissement du Valanginien supérieur (Mc Arthur *et al.*, 2007), la production carbonatée néritique est marquée d'une crise V2 dans la majeure partie des plates-formes téthysiennes (helvétique, jurassienne). Il est toutefois difficile de connaître l'étendue de cette crise en dehors de la Téthys et de savoir si l'arrêt de la production carbonatée est suffisamment important pour générer des modifications de la chimie de l'océan agissant à terme sur le bilan de CO_2 atmosphérique et le climat. Par ailleurs, le Valanginien serait également marqué d'un épisode de stockage de matière organique en domaine continental (Westermann *et al.*, 2010) qui peut engendrer un enfouissement de C organique et générer une diminution de CO_2 atmosphérique.

Le refroidissement de l'Aptien inférieur (Steuber *et al.*, 2005) semble également être postérieur à l'émersion A1, étendue aux plates-formes téthysiennes (Masse *et al.*, 1993 ; Arnaud *et*

al., 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008) et atlantiques (Eliuk, 1978 ; Schlager, 1980 ; Arrêt 1 ; Figure 4.1). L'arrêt de la production carbonatée lié à cette émersion à la limite Barrémo-Aptien aurait pu générer un refroidissement.

Enfin, le refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur succède 1) à la crise A3 de la production carbonatée en Espagne et à une diminution de la production dans le domaine arabique. Cette chute de la production s'ajoute à celle qui affecte les plates-formes helvétiques, provençales et du Vercors (V2 ; Figure 4.1) au cours de la première partie de l'Aptien inférieur (équivalent de Zone à *D. weissi*). Cette chute de la production dans les domaines Nord- et Sud-téthysiens auraient pu provoquer à terme un refroidissement. Il est important de signaler que le modèle climatique de Donnadieu *et al.* (*accepté*) simule un refroidissement à court terme suite à un arrêt majeur de la production carbonatée tout en considérant une partie de la production maintenue au niveau de certains secteurs (20% de la production totale initiale). Dans le cas du refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur, même si une partie de la production est maintenue conservée en Arabie, la crise A3 sur les autres plates-formes peut être suffisante pour impacter les taux de CO_2 atmosphériques. Ce refroidissement est également successif à un important enfouissement de matière organique dans l'océan (*e.g.* Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Figure 4.1, B ; Figure 4.3, 6), pouvant également occasionner une diminution de CO_2 atmosphérique (*e.g.* Jenkyns, 2010). Le couplage de l'arrêt de la production carbonatée et du stockage de carbone organique dans les sédiments masque l'impact respectif de deux processus sur le climat.

La relation de cause à effet entre l'arrêt de la production néritique et le climat pourrait être illustrée au Valanginien et à l'Aptien. Il est important de noter que durant ces intervalles, l'arrêt de ce type de production n'est pas contrebalancé par la production pélagique, trop peu efficace à cette époque. En effet, à partir de l'Albien, l'apparition des foraminifères planctoniques, va relayer celle des nannofossiles calcaires. Par ailleurs, seul le refroidissement du début de l'Aptien inférieur (Pucéat *et al.*, 2003 ; Steuber *et al.*, 2005) semble être concomitant avec l'arrêt des plates-formes téthysiennes et atlantiques (Schlager, 1981 ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Embry *et al.*, 2010) uniquement.

4.1.2 L'impact des changements de producteurs sur le climat

Le développement des organismes photozoaires sur les plates-formes et en particulier celui des coraux, va contrôler la géométrie de la plate-forme en favorisant la création de domaines internes confinés, protégés du domaine ouvert par une barrière (corallienne ; Linder *et al.*, 2006 ; Godet *et al.*, 2006). Par analogie avec les plates-formes actuelles, ces morphologies limitent les échanges d'ions (ions carbonates inorganique ; CO_2) entre le domaine proximal et le domaine océanique distal. Le CO_2 issu de la respiration des organismes, de la précipitation des carbonates et des apports des rivières sont directement retournés à l'atmosphère. Ceci signifie que les plates-formes photozoaires sont considérées comme des sources de CO_2 pour l'atmosphère (Föllmi *et al.*, 2006 ; Figure 4.3). A l'inverse, les plates-formes dominées par des organismes hétérozoaires agissent comme des pompes à CO_2 (Föllmi *et al.*, 2006) : ces plates-formes présentent des morphologies homoclinales ou de rampes comportant une excellente connexion entre les environnements proximaux et les bassins océaniques adjacents (*e.g.* James, 1997 ; Linder *et al.*, 2006). Ces géométries favorisent l'export du CO_2 produit par la respiration des organismes vers les eaux proximales vers l'océan (Thomas *et al.*, 2004 ; Figure 4.3). Au début de l'Aptien inférieur, les plates-formes enregistrent un changement de communautés néritiques évoluant de photozoaires à hétérozoaires (Arnaud *et al.*, 1998 ; Vennin et Aurell, 2001 ; van Buchem *et al.*, 2002 ; Föllmi *et al.*, 2007 ; Embry *et al.*, 2010). Cette modification est associée à l'arrêt A1 de la production carbonatée des plates-formes de la limite Barrémo-Aptien (Arnaud *et al.,* 1998 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; van Buchem *et al.*, 2002), ce dernier étant lié à un abaissement du plan d'eau identifié par Hardenbol *et al.* (1998). La conjugaison de l'arrêt de la production et du changement des communautés productrices (Figures 4.1 et 4.3), ayant un effet négatif sur le budget de CO_2 atmosphérique aurait ainsi pu engendrer un refroidissement à court terme. Au vu de cette relation entre production carbonatée et températures, nous serions en mesure de nous interroger sur l'impact des changements de croissance des plates-formes au début de Valanginien sur le climat. L'évolution des températures des eaux de fond, enregistrées par des bélemnites (McArthur *et al.*, 2007) et par les dents de poisson (ce travail), signale un léger refroidissement au début du Valanginien inférieur qui coïnciderait justement aux changements de production identifiés sur les plates-formes de l'époque (Föllmi *et al.*, 2007 ; Gréselle et Pittet, 2010).

4.1.3 Conclusions

L'impact de l'arrêt de production carbonatée serait susceptible d'engendrer les refroidissements du Crétacé Inférieur tels qu'ils sont observés à l'Aptien inférieur (Arrêt 1 et 3 ; Figure 4.4). Cependant, l'impact de certaines crises est couplé au phénomène de stockage de matière organique. En effet, la production de matière organique est un important puit à CO_2 qui est retourné à l'atmosphère lors de sa dégradation. Toutefois, au Valanginien et à l'Aptien, la préservation de cette matière organique a entraîné une capture de ce CO_2 dans les sédiments. Comme l'augmentation de la résolution des courbes de température des eaux de surface ne peut permettre de distinguer l'impact respectif de la chute de production de carbonates et du stockage de matière organique dans le refroidissement, il est nécessaire, par l'intermédiaire de modèles climatiques, d'établir l'importance respective des deux mécanismes dans les fluctuations des températures. Ce travail a toutefois permis de mettre en évidence l'impact du changement de la croissance des plates-formes carbonatées sur le climat à partir de l'étude des crises de production carbonatée de l'Aptien. La modification de la géométrie des plates-formes, associées au développement des organismes hétérozoaires pourrait occasionner une diminution du CO_2 atmosphérique, transféré et stocké dans les environnements océaniques profonds (Föllmi *et al.*, 2006 ; Figure 4.4). Enfin, nos travaux ont également permis de révéler quelques interactions des températures sur la production carbonatée lors de l'étude des événements de l'Aptien. En effet, suite au refroidissement de la fin de l'Aptien inférieur, la Téthys enregistre un retour des producteurs photozoaires favorisés par le développement de conditions climatiques froides et arides. Celles-ci, ont d'abord des effets bénéfiques sur la production carbonatée, mais elles entraînent des chutes eustatiques liées à la formation de calottes polaires (Price, 1999). Les abaissements du plan d'eau engendrent l'émersion et un nouvel arrêt de croissance des plates-formes (Figure 4.4).

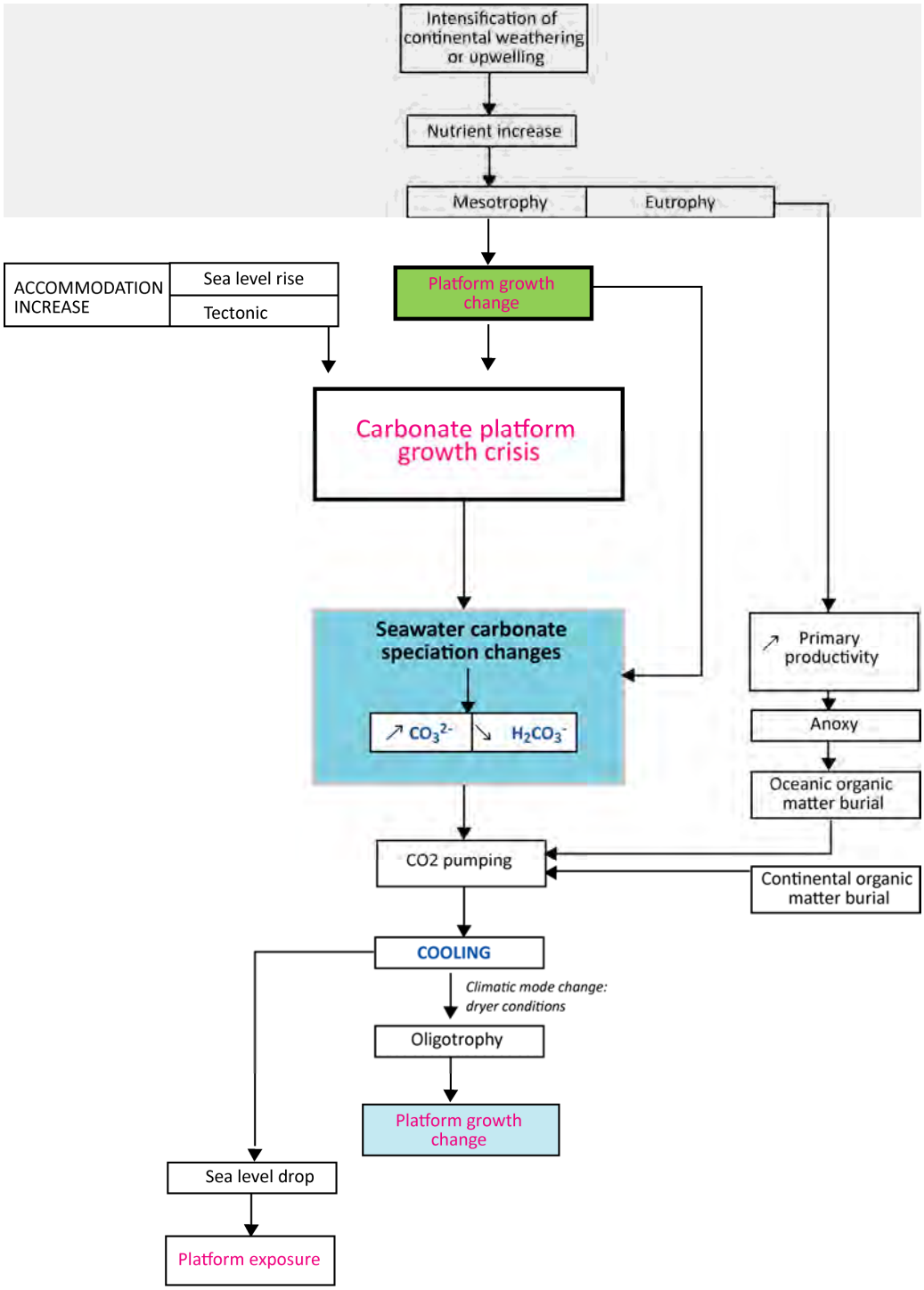


Figure 4.4 : Les interactions possibles entre la production carbonatée et le climat. Ce schéma illustre à la fois l'éventuel impact d'un changement de la production carbonatée et de sa crise sur les taux de CO_2 et sur le climat. Un arrêt de la production provoquerait un changement dans la spéciation des carbonates dans l'océan. Par ailleurs, le développement de producteurs hétérozoaires (en vert) sur les plates-formes peut également générer une diminution du CO_2. Le stockage de matière organique est également un processus qui peut engendrer un refroidissement à court terme par le stockage de carbone organique dans les sédiments. Au Valanginien et à l'Aptien, les deux types de mécanismes peuvent intervenir et influer le climat. Par ailleurs, les fluctuations climatiques peuvent également présenter des répercutions sur la production carbonatée telles que le retour de la production photozoaire (en bleu) et une chute du niveau marin engendrant l'émersion des plates-formes.

Références

Bibliographiques

Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J. et Lopez-Oliva, J.G., 2001. Correlation of a Valanginian stable isotopic excursion in Northeastern Mexico with the European Tethys. In: A. Bartolini, R.T. Buffler et A. Cantu-Chapa (Eds), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum system*. AAPG Memoir, pp. 371–388.

Altiner, D., 1991**.** Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic-Lower Cretaceous carbonate successions in North-western Anatolia (Turkey). *Geologica Romana* **27**, 167–213.

Alvaro, M., 1991. Téctonica, *Mapa geológico de España. Escala 1 : 2000 000*. IGME Ed., Madrid, pp. 177–204.

Anderson, T.F. et Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer et L.S. Land (Eds), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, pp. 1–151.

Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H. et Kakegawa, T., 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary $\delta^{18}O$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **260** (3-4), 463-476.

Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Blanc-Alétry, M.-C., Adatte, T., Argot, M., Delanoy, G., Thieuloy, J.P., Vermeulen, J., Virgone, A., Viroulet, B. et Wermeille, S., 1998**.** Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine* **74**, 3–89.

Arnaud, H. et Bulot, L., 1992. Provence platform (Berriasian to Barremian) : Early Cretaceous backestepping, faunal renewals and sequence stratigraphy. In : Arnaud, H. et Bulot, L . (Eds), *Alpine Mesozoic basin in Southeast of France.* AAPG-Field Course, Nice, pp. 109–133.

Arnaud-Vanneau, A., 1980. Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Grenoble, pp. 874.

Arnaud-Vanneau, A. et Arnaud, H., 1990. Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern subalpine chains. In: M.E. Tucker (Ed), *Carbonate Platforms*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, pp. 203–233.

Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H. et Thieuloy, J.P., 1976**.** Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux - France). *Newsletters on Stratigraphy* **5** (2-3), 143–159.

Arnaud-Vanneau, A., Boisseau, T. et Darsac, C., 1988**.** Le genre *Trocholina* Paalzov 1922 et ses principales espèces au Crétacé. R*evue de Paléobiologie* **Vol. Sp. 2**, 353–377.

Arnaud-Vanneau, A. et Peybernes, B., 1978**.** Les représentants éocrétacés du genre Nautiloculina Mohler, 1938 (Foraminifera, Fam. Lituolidae?) dans les chaines subalpines septentrionales (Vercors) et les pyrénées Franco-Espagnoles: Revision de Nautiloculina cretacea Peybernes, 1976 et description de Nautiloculina bronnimanni n. sp. *Geobios* **11** (1), 67–81

Arnaud-Vanneau, A. et Sliter, W.V., 1995. Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifers and fecal pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and the Tethys. In: E.L. Winterer, W.W. Sager, J.V. Firth et J.M. Sinton (Eds), *Proceeding of Ocean Drilling Program, Scientific Research*, pp. 537–564.

Arthur, M.A., Schlanger, S.O. et Jenkyns, H.C., 1987. The Cenomanian/Turonian Oceanic Anoxic Event, II: Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: J. Brooks and A.J. Fleet (Eds), *Marine Petroleum Source Rocks*, London, pp. 401–420.

Barbarin, B., *soumis à Marine Micropalaeontology***.** Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France).

Barron, E.J., 1983**.** A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth Science Review* **19**, 305–338.

Beerling, D.J., Lomas, M.R. et Gröcke, D.R., 2002**.** On the nature of methane gas-hydrate dissociation during the Toarcian and Aptian oceanic anoxic events. *American Journal of Science* **302** (1), 28–49.

Berger, W.H., 1986**.** Deep sea carbonates reading the carbon isotope signal. *Geologische Rundschau* **75**, 249–269.

Bernaus, J.M., Arnaud-Vanneau, A. et Caus, E., 2003**.** Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian-Early Aptian of the Organyà basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* **159**, 177–201.

Berner, R.A. et Kothavala, Z., 2001**.** Geocarb III : A revised model of a atmospheric CO2 over Phanerozoic time. *American Journal of Science* **301**, 182–204.

Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M. et Riva A., 2002**.** Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation

(Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **180**, 253–275.

Blanc, E., 1995. *Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées du Berriasien et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien) : chronostratigraphie transferts des sédiments* Université de Grenoble, Grenoble, pp. 345.

Boisseau, T., 1987. *La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors), analyse et corrélations avec les séries de bassin*. Thèse, Université de Grenoble, 413 pp.

Boisseau, T., Thieuloy, J.P., Arnaud-Vanneau, A. et Arnaud, H., 1982. Crises biologiques, coupures biostratigraphiques et migrations de faunes : l'exemple du Valanginien dans le Sud-Est de la France. 9ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Société Géologique de France, Paris, pp. 64.

Bonin, A., Vennin, E., Pucéat, E., Guiraud, M., Arnaud-Vanneau, A., Adatte, T., Pittet, B. and Mattioli, E., *soumis à Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* Community replacement in neritic carbonate organisms during the Late Valanginian Platform demise: a new preserved record in the Provence Platform

Bornemann, A., Aschwer, U. et Mutterlose, J., 2003**.** The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic-Cretaceous boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **199** (3-4), 187–228.

Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J.A., Salas, R., Skelton, P., Bitzer, K. et Gili, E., 2010**.** Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain) effects of accommodation and environmental change. *Geologica acta: an international earth science journal* **8** (3), 249–280.

Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, M.R., Sliter, W.V., Allard, D.J. et Schlanger, S.O., 1994**.** Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios* **9**, 335–369.

Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L. et Longoria, J., 1999**.** The record of global change in Mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* **29** (4), 418–437.

Bralower, T.J., Fullagar, P.D., Paull, C.K., Dwyer, G.S. et Leckie, R.M., 1997**.** Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections. *Geological Society of America Bulletin* **109** (11), 1421–1442.

Bralower, T.J., Premoli-Silva, L. et Malone, M.J., 2002**.** New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: an ocean drilling program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific. *GSA Today* **12** (11), 4–10.

Bralower, T.J. et Thierstein, H.R., 1984**.** Low Productivity and Slow Deep-Water Circulation in Mid-Cretaceous Oceans. *Geology* **12** (10), 614–618.

Bucur, I.I., Conrad, M.A. et Radoicic, R., 1995**.** Foraminifers and calcareous algae from Valanginian limestones in the Jerma River canyon, eastern Serbia. *Revue de Paléobiologie* **14**, 349–377.

Bucur, I.I., Koch, R., Kirmaci, Z.M. et Tasli, K., 2004**.** Foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (Calcaire de Berdiga) de Kircaova (région de Kale-Gümüshane, NE Turquie). *Revue de Paléobiologie* **23** (1), 209–225.

Budyko, M.I., Ronov, A.B. et Yanshin, A.L., 1987. History of the Earth's Atmosphere. Springer, Heidelberg, 139 pp.

Bulot, L.G. et Thieuloy, J.P., 1994**.** Les biohorizons du Valanginien du Sud-Est de la France: un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale. *Géologie Alpine.* **Mémoire HS 20**, 15–41.

Busson, G. et Noel, D., 1991**.** The Liassic, pelagic Fine-Grained Limestones Are Primarily Made up of Only One Species of Calcareous Nannophytoplankton - the Schizosphere S Punctulata. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences* **313** (7), 795–800.

Canérot, J., 1974. *Recherches géologiques aux confins des Chaînes ibériques et catalanes (Espagne)*. Thèse doctorale des Sciences Naturelles. ENADIMSA, Toulouse, 517 pp.

Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. and Villena, J., 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Universitad Complutense, Madrid, 273-344.

Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R., et Casas, A., 1993**. Mesozoic extensional tectonics, and Villena, J.**, 1982. Ibérica Central-Maestrazgo, *El Cretácico de España*. Universitad Complutense, Madrid, pp. 273–344.

Casas, A.M., Cortes, A.L., Liesa, C.L., Mélendez, A. et Soria, A.R., 1997**.** Estructura del borde N. De la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán. The structure of the norherrn margin of Iberian Range between the Sierra de Arcos and the Montalbán anticline. *Cuadernos de Geología Ibérica* **23**, 243–268.

Channell, J.E.T., Erba, E. et Lini, A., 1993**.** Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Nothern Italy and Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* **118**, 145–166.

Charollais, J., Brönimann, P. et Zaninetti, L., 1966**.** Troisième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description des *Pseudotextulariella salevensis*, *Haplophragmoides joukowski* et *Citaella* ? *favrei*. *Archives des Sciences de Genève* **19**, 34–36.

Charollais, J., Clavel, B., Busnardo, R. et Schroeder, R., 1992. Excursion du groupe français du Crétacé Haute-Savoie: 25-27 mai 1992. Extraits du livret-guide, *Guide géologique*. Département de géologie et paléontologie. Genève.

Clavel, B., Busnardo, R. et Charollais, J., 1986**.** Chronologie de la mise en place de la plate-foorme urgonienne du Jura au Vercors (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* **302**, 583–586.

Clavel, B., Charollais, J. et Busnardo, R., 1987**.** Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **80** (1), 59–68.

Clavel, B., Charollais, J., Schroeder, R. et Busnardo, R., 1995**.** Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle: exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bulletin de la Société géologique de France* **6** (166), 663–680.

Coccioni, R., Erba, E. et Premolisilva, I., 1992**.** Barremian-Aptian Calcareous Plankton Biostratigraphy from the Gorgo Cerbara Section (Marche, Central Italy) and Implications for Plankton Evolution. *Cretaceous Research* **13** (5-6), 517–537.

Coffin, M.F. et Eldholm, O., 1994**.** Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics* **32,** 1–36.

Coffin, M.F. et Eldholm, O., 2001. Large igneous provinces: Progenitors of some ophiolites? In: R.E. Ernst et K.L. Buchan (Eds), *Mantle Plumes: Their Identification through Time*. Geological Society of America Special Papers, pp. 59–70.

Cojan, L. et Renard, M., 1999. *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 418 pp.

Cotillon, P. et Rio, M., 1984**.** Cyclic Sedimentation in the Cretaceous of Deep-Sea-Drilling-Project Site-535 and Site-540 (Gulf of Mexico), Site-534 (Central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **77** (SEP), 339–376.

Crowley, T.J. et Berner, R.A., 2001**.** Paleoclimate - CO2 and climate change. *Science* **292** (5518), 870–872.

Darsac, C., 1983. *La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridionnal aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie.*, Université de Grenoble, Grenoble, 319 pp.

Detraz, H. et Mojon, P.-O., 1988. Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le valanginien. *Eclogae geol. Helv.* **81** (81), 125-154.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.-F., Cadet, J.P., Crasquin, S. et Sandulescu, M., 2000. *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Map*, Paris.

Dessauvagie, T.F.J., 1968**.** Cenomanian Trocholina from Nigeria. *Micropaleontology Project* **14** (1), 64–72.

Donnadieu, Y., Dromart, G., Goddéris, Y., Pucéat, E., Brigaud, B., Dera, G., Dumas, C. et Olivier, N., *accepted.* A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse. *Palaeoceanography*.

Duchamps-Alphonse, S., 2006. *Changements paléoenvironnementaux et production carbonatée hémipélagique de la marge Nord-Ouest téthysienne durant le Valanginien : Approches minéralogique, micropaléontologique et géochimique* Université Paris Sud XI, Paris, 303 pp.

Duchamps-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T. et Pagel, M., 2011**.** Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: Mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **302** (3-4), 243–254.

Duchamps-Alphonse, S., Gardin S., Fiet N., Bartolini A. et Blamart D., P.M., 2007**.** Fertilization of the Northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nannofossils and trace element data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier Science.* **243**, 132–151.

Dumitrescu, M., Brassell, S. C., Schouten, S., Hopmans, E. C., Damste, J. S. S. 2006. Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian. *Geology* **34** (10), 833-836.

Dumont, F., 2009. *Evolution de la production carbonatée sur une plate-forme aptienne du Nord-Est de l'Espagne*. Mémoire de Master 1, Université de Bourgogne, 30 pp.

Dutton, A., Huber, B. T., Lohmann, K. C., et Zinsmeister, W. J., 2007. High-resolution stable isotope profiles of a dimitobelid belemnite: Implications for paleodepth habitat and late maastrichtian climate seasonality *Palaios* **22** (6), 642–650.

Eldholm, O. et Coffin, M.F., 2000. Large igneous Provinces and plate tectonics, *The History and Dynamics of Global Plate*. Geophysical monograph, pp. 309–326.

Eliuk, L.S., 1978. The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada. A depositionnal and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform. *Canadian Petroleum Geologists Bulletin* **28**, 424-514.

Embry, J.C., 2005. Paléoécologie et architecture stratigraphique en haute resolution des plates-formes carbonates du Barrémien-Aptien de la Néo-Téthys (Espagne, Suisse, Provence, Vercors) –impact respectif des différents facteurs de contrôle. Thèse non publiée, Muséum National d'Histoire Naturelle et Institut Français du Pétrole, Paris, 300 pp.

Embry, J.C., Vennin, E., van Buchem, F.S.P., Shroeder, R., Pierre, C. et Aurell, M., 2010. Sequence stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain). In: F.S.P. Van Buchem, K.D. Gerdes et M. Esteban (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geological Society, London, pp. 113–143.

Emmanuel, L. et Renard, M., 1993**.** Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of the late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine* **17**, 205–221.

Erba, E., 1994**.** Nannofossils and superplumes : the Early Aptian 'nannoconid crisis'. *Paleoceanography* **9** (3), 483–501.

Erba, E., 2004**.** Calcareous nannofossils and mesozoic oceanic events. *Marine Micropaleontology* **52**, 85–106.

Erba, E., Aguado, R., Avram, E., Baraboshkin, E., Bergen, J.A., Bralower , T.J., Cecca, F., Channell, J.E.T., Coccione, R., Company, M., Delanoy, G., Erbacher, J., Herbert, T., Hoedemaeker, P., Kakabadze, M., Leereveld, H., Lini, A., Mikhailova, I.A., Mutterlose, J., Ogg, J.G., Silva, I.P., Rawson, P.F., Von Salis, K. et Weissert, H., 1996**.** The Aptian Stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* **66**, 31–43.

Erba, E., Bartolini, A. and Larson, R.L., 2004**.** Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology* **32** (2), 149–152.

Erba, E. et Tremolada, F., 2004**.** Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO2, and anoxia. *Paleoceanography* **19** (1).

Erbacher, J., 1994. *Entwicklung und Paleiozeanographie mittelkretazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks*. Tabinger Mikropaleiontology, **12**, 120 pp.

Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques, L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A. et de Min, A., 1999**.** Paleomagnetism, geochemistry and Ar-40/Ar-39 dating of the North-eastern Parana Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics* **28** (4-5), 321–340.

Fenerci-Masse, M., 2006. *Les communautés à Rudistes du Crétacé inférieur de la marge ouest européenne de la Téthys.* Thèse, Aix-Marseille 1, Marseille, 450 pp.

Fesneau, C., Deconinck, J.F., Pellenard, P. et Reboulet, S., 2009**.** Evidence of aerial volcanic activity during the Valanginian along the northern Tethys margin. *Cretaceous Research* **30** (3), 533–539.

Föllmi, K., 1995**.** 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* **23** (9), 859–862.

Föllmi, K., Bodin, S., Godet, A., Linder, P. et van de Schootbrugge, B., 2007**.** Unlocking palaeo-environemental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy in the key. *Swiss journal of Geosciences* **100**.

Föllmi, K., Godet, A., Bodin, S. et Linder, P., 2006**.** Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the nothern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Palaeoceanography* **21** (PA4211), 1–16.

Föllmi, K., Weissert, H., Bisping, M. et Funk, H., 1994**.** Phosphogenesis, carbon–isotope stratigraphy, and carbonate platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 729–746.

Föllmi, K.B. et Gainon, F., 2008**.** Demise of the northern Tethyan Urgonian carbonate platform and subsequent transition towards pelagic conditions: The sedimentary record of the Col de la Plaine Morte area, central Switzerland. *Sedimentary Geology* **205** (3-4), 142–159.

Foury, G., 1968**.** Le Crétacé inférieur des Alpilles. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. *Geobios* **1**, 119–164.

Frakes, L.A., 1979. *Climate throughout Geologic Time.* Elsevier, Amsterdam, 310 pp.

Frakes, L.A. et Francis, J.E., 1990. Cretaceous palaeoclimates. In: R.N.G.a.N. Beaudoin (Ed), *Cretaceous Resources, Events and Rythms*. Serie C: Mathematical and Physical Sciences. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 273–287.

Frakes, L.A., Francis, J.E. et Syktus, J.I., 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, 274 pp.

Funk, H., Fölllmi, K.B. et Mohr, H., 1993**.** Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the Northern Tethyan margin of eastern Helvetic Alps. *AAPG Memoirs* **56**, 387–409.

Gladchenko, T.P., Coffin, M.F. et Eldholm, O., 1997**.** Crustal structure of the Ontong Java Plateau: Modeling of new gravity and existing seismic data. *Journal of Geophysical Research* **102**, 22711–22729.

Glynn, P.W., 1991**.** Coral-Reef Bleaching in the 1980s and Possible Connections with Global Warming. *Trends in Ecology & Evolution* **6** (6), 175–179.

Glynn, P.W., 1996**.** Coral reef bleaching: Facts, hypotheses and implications. *Global Change Biology* **2** (6), 495–509.

Godet, A., Bodin, S., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Gardin, S., Fiet, N., Adatte, T., Berner, Z., Stüben, D. et van de Schootbrugge, B., 2006**.** Evolution of the marine stable carbon-isotope record during the early Cretaceous: A focus on the late Hauterivian and Barremian in the Tethyan realm. *Earth and Planetary Science Letters* **242** (3-4), 254–271.

Gourrat, C., Masse, J.-P. and Skelton, P., 2003**.** Hypelasma salevensis (FAVRE, 1913) from the Upper Kimmeridgian of the French Jura, and the Origin of the Rudist Family Requieniidae. *Geologica Croatica* **56** (2), 139-148.

Götte, T. et Richter, D.K., 2009. Quantitative aspects of Mn-activated cathodoluminescence of natural and synthetic aragonite. *Sedimentology* **56** (2), 483–492.

Granier, B., Al Suwaidi, A.S., Busnardo, R., Azizi, S.K. et Schroeder, R., 2003**.** New insight on the stratigraphy of the in offshore Abu Dhabi (U.A.E.) (2003). Nouvel aperçu de la stratigraphie du "Thamama supérieur" dans le domaine maritime d'Abou Dabi (Émirats Arabes Unis). *Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology* **Article 2003/5**

Gréselle, B., 2007. *Impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien*, Thèse Lyon 1- Claude Bernard, Lyon, 337 pp.

Gréselle, B. and Pittet, B., 2005. Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes. *Sedimentary Geology* **175** (1-4), 367-390

Gréselle, B. and Pittet, B., 2010**.** Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (South-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. *Sedimentology* **57** (7), 1640-1684.

Gréselle, B., Pittet, B., Mattioli, E., Joachimski, M., Barbarin, N., Riquier, L., Reboulet, S. et Pucéat, E., 2011**.** The Valanginian isotope event: A complex suite of palaeoenvironmental perturbations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, [doi:10.1016/j.palaeo.2011.1003.1027].

Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S.A., Baraboshkin, E.Y., Mutterlose, J. et Ruffell, A.H., 2005**.** The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters* **240** (2), 495–509.

Hallam, A., 1985**.** A Review of Mesozoic Climates. *Journal of the Geological Society* **142**, 433–445.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C. et Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework in European basins. . In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P.R. Vail (Eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins.* , pp. 3–13.

Heldt, M., Lehmann, J., Bachmann, M., Negra, H. et Kuss, J., 2010**.** Increased terrigenous influx but no drowning: palaeoenvironmental evolution of the Tunisian carbonate platform margin during the Late Aptian. *Sedimentology* **57** (2), 695–719.

Hennig, S., 2003. *Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region.* , University of Zurich, Zurich, 267 pp.

Hennig, S., Weissert, H. et Bulot, L., 1999**.** C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite and magnetostratigraphy: The Valanginian-Hauterivian transition. *Geologica Carpathica* **50** (1), 91–95.

Henson, F. R. S., 1948. Larger imperforate Foraminifera of South-western Asia. Family Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae. *British Museum (Natural History)*, 73–93.

Herbin, J.P., Deroo, G. et Roucaché, J., 1983. Organic geochemistry of lower Cretaceous sediments from Site 535, leg 77, Florida Straits. In: R.T. Buffer and W. Schlager, et al. (Eds), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, pp. 459–474.

Herrle, J.O., Kössler, P. et Bollmann, J., 2010**.** Palaeoceanographic differences of early Late Aptian black shale

events in the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **297** (2), 367–376.

Herrle, J.O., Kossler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H. et Hemleben, C., 2004**.** High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters* **218** (1-2), 149–161.

Herrle, J.O. et Mutterlose, J., 2003**.** Calcareous nannofossils from the Aptian-Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research* **24** (1), 1–22.

Hillgärtner, H., van Buchem, F. S. P., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grotsch, J., Droste, H., 2003. The Barremian-Aptian evolution of the eastern Arabian carbonate platform margin (Northern Oman). *Journal of Sedimentary Research* **73** (5), 756-773.

Hochuli, P.A., Menegatti, A.P., Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., Riva, A., Erba, E. et Premoli Silva, I., 1999**.** Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology* **27** (7), 657–660.

Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., González, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vasícek, Z., Vermeulen, J. et Wippich, M.G.E., 2003**.** Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research* **24** (1), 89–94.

Hoegh-Guldberg, O., 1999**.** Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research* **50** (8), 839–866.

Holligan, P.M. et Robertson, J.E., 1996**.** Significance of ocean carbonate budgets for the global carbon cycle. *Global Change Biology* **2** (2), 85–95.

Huck, S., Rameil, N., Korbar, T., Heimhofer, U., Wieczorek, T.D. et Immenhauser, A., 2010**.** Latitudinally different responses of Tethyan shoal-water carbonate systems to the Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a). *Sedimentology* **57** (7), 1585–1614.

Hughes, T.P., Baird, A.H., Bellwood, D.R., Connolly, S.R., Folke, C., Grosberg, R., Hoegh-Guldberg, O., Jackson, J.B.C., Kleypas, J., Lough, J.M., Marshall, P., Nystrom, M., Palumbi, S.R., Pandolfi, J.M., Rosen, B. et Roughgarden, J., 2003**.** Causes of coral reef degradation - Response. *Science* **302** (5650), 1503–1504.

Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Sattler, U., Bertotti, G., Schoepfer, P., Homewood, P.W., Vahrenkamp, V., Steuber, T., Masse, J.-P., Droste, H.J., Taal-van Koppen, J., van der Kooij, B., ven Bentum, E., Verweer, K., Hoogerduijn Strating, E., Swinkels, W., Peters, J., Immenhauser-Pottast, I. et Al Maskery, S., 2004**.** Barremian-lower Aptian Qishn Formation, Haushi-Huqf area, Oman: a new outcrop analogue for the Kharaib/Shu'aiba reservoirs. *GeoArabia* **9** (1), 153–194.

Immenhauser, A., Hillgartner, H. et van Bentum, E., 2005**.** Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology* **52** (1), 77–99.

Jahren, A.H., Conrad, C.P., Arens, N.C., Mora, G. et Lithgow-Bertelloni, C., 2001**.** A plate tectonic mechanism for methane hydrate release along subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **236** (3-4), 691–704.

James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. In: N.P. James and J.A.D. Clarke (Eds), *Cool-Water Carbonates*. Society of Sedimentary Geology, pp. 1–20.

Jenkyns, H.C., 1995**.** Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow water carbonates of Resolution Guyot, mid-Pacific Mountains. *Proc. ODP, Sci. Results* **143**, 99–104.

Jenkyns, H.C., 2010**.** Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **11 (**Q03004), 30 pp. [doi:10.1029/2009GC002788].

Jenkyns, H.C. et Wilson, P.A., 1999**.** Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: Relics from a greenhouse earth. *American Journal of Science* **299** (5), 341–392.

Jerram, D.A. et Widdowson, M., 2005**.** The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos* **79** (3-4), 385–405.

Jones, C.E. et Jenkyns, H.C., 2001**.** Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science* **301** (2), 112–149.

Jud, R., 1994. *Biochronology and systematics of Early Cretaceous radiolaria of the western Tethys*. Mémoire de Géologie, Lausanne, 147 pp.

Katz, B.J., 1983. Organic Geochemical Character of Some Deep Sea Drilling Project Cores from Legs 76 and 44. In: S. Orlofsky, Sheridan, F.M., Gradstein, L.A., Barnard, D.M., Bliefnick, D., Habib, et al. (Ed), *Initial*

*Report of the Deep Sea Drilling Proj*ect, pp. 463–468.

Kim, J.H., van der Meer, J., Schouten, S., Helmke, P., Willmott, V., Sangiorgi, F., Koc, N., Hopmans, E.C. and Damste, J.S.S., 2010**.** New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**(16), 4639–4654.

Kump, L., 1989**.** Interpreting carbon-isotope excursions: strangelove oceans. *Geology* **19**, 299–302.

Langrock, U. et Stein, R., 2004**.** Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic to Early Cretaceous Norwegian Greenland Seaway - evidence for stagnation and upwelling. *Marine and Petroleum Geology* **21** (2), 157–176.

Larson , R.L., 1991**.** Latest pulse of the Earth: evidence for mid-Cretaceous super plume. *Geology* **19** (6), 547–550.

Larson , R.L. et Erba, E., 1999**.** Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian : igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Palaeoceanography* **14** (6), 663–678.

Leckie, R.M., Bralower, T.J. et Cashman, R., 2002**.** Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* **17** (1041), 29.

Le Hégarat, G. et Rémane, J., 1968. Tithonique supérieur et Bérriasien de la Bordure cévenole. Corrélation des ammonites et des calpionelles. *Géobios*, 7-70.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaudvanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Degraciansky, P.C., Rudkiewicz, J.L., Megardgalli, J. et Tricart, P., 1986**.** The Continental-Margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* **3** (3), 179–199.

Leupold, W. et Bigler, H., 1935**.** Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. . *Eclogae Geologicae Helvetiae* **28** (2), 606–624.

Linder, P., Gigandet, J., Husser, J.L., Gainon, F. et Follmi, K.B., 2006**.** The early Aptian Grunten member: Description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **99** (3), 327–341.

Lini, A., Weissert, H. and Erba, E., 1992**.** The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova* **4,** 374–384.

Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J. and Pancost, R.D., 2011**.** High sea surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience* [doi: 10.1038/NGEO1081].

Mancinelli, A. et Coccia, B., 1999. Le trocholine dei sedimentimesozoici di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale (Abruzzo e Lazio). *Rev. Paléobiol.* **18**, 147–171.

Martínez, R., Grauges, A. et Salas, R., 1994**.** Distribución de los ammonites del Cretácico inferior de la Cordillera Costera Catalana e Ibérica Oriental. *Cuadernos de Geología Ibérica* **18**, 337–354.

Masse, J.-P, 1976. *Les Calcaires urgoniens de Provence, Valanginien, Aptien inférieur : stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution*, Université de Provence, Marseille, 1000 pp.

Masse, J.-P., 1992**.** The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: palaeoecologic aspects and palaeobiogeographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **91** (3-4), 331–345.

Masse, J.-P., 1993. Valanginian-early Aptian carbonate platforms from Provence, southeastern France. In: J.A. Simo, R.W. Scott and J.-P. Masse (Eds), *Cretaceous carbonate Platforms: An overview*. AAPG, pp. 479.

Masse, J.-P. et Philip, J., 1981**.** Cretaceous coral-rudist buildups of France. *SEPM Special Publication* **30**, 399–426.

Masse, J.-P., El Albani, A. et Erlenkeuser, H., 1999**.** Isotope stratigraphy (delta C-13) of the lower Aptian from Provence (SE France): Application to platform/basin correlations. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **92** (2), 259–263.

Maync, W., 1953. *Pseudocyclammina hedbergeri* n. sp. from the Urgo-Aptian and Albian of Venezuela. *Contributions from the Cushman Foundation Foraminiferal Research* **4**, 101–103

Maync, W., 1958**.** Deux espèces nouvelles crétacées du genre *Pseudocyclamina*. *Revue de Micropaléontologie* **1** (4), 179–189.

McArthur, J.M., Howarth, R.J. et Bailey, T.R., 2001**.** Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Stable Isotope Curve for 0- 509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology* **109** (2), 155–170.

McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F. et van de Schootbrugge, B., 2007**.** Palaeotemperature polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, delta O18, delta C13, 87Sr/86Sr): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **248**, 391–430.

McCabe, P.J. et Totman Parrish, J., 1992. Tectonic and climatic controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. . In: P.J. McCabe et J. Totman Parrish (Eds), *Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous Coals*. Geological Society of America, pp. 1–16.

Mehay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C. et Hochuli, P.A., 2009**.** A volcanic CO2 pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology* **37** (9), 819–822.

Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimon, P., Strasser, A. et Caron, M., 1998**.** High-resolution delta 13C stratigraphy through the early Aptian 'Livello Selli' of the Alpine Tethys. *Palaeoceanography* **13** (5), 530–545.

Mojon, P.-O., 1996. *Précisions sur l'intervalle Valanginien-Barrémien de la biozonation des Charophytes du Crétacé inférieur du Maestrazgo (Chaîne Ibérique, Espagne) et sur la biozonation des charophytes de l'intervalle Jurassique supérieur-Crétacé de l'Europe occidentale*. Thèse, Géologie Alpine, 500 pp.

Montadert, L., Roberts, D.G., Charpal, O. et Guennoc, P., 1979**.** Rifting and subsidence of the northern continental margin in the Bay of Biscay. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **XLVIII**, 1025–1059.

Moreno-Bedmar, J.A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Martínez, R. et Grauges, A., 2009**.** Biostratigraphic characterization by means of ammonoids of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the eastern Iberian Chain (Maestrat Basin, eastern Spain). *Cretaceous Research* **30** (4), 864–872.

Moullade, M., Kuhnt, W., Bergen, J.A., Masse, J.-P. et Tronchetti, G., 1998**.** Correlation of biostratigraphic and stable isotope events in the Aptian historical stratotype of La Bedoule (southeast France). *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes* **327** (10), 693–698.

Moullade, M., Peybernes, B., Rey, J. et Saint-Marc, P., 1985**.** Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean orbitolinids (Foraminiferida). *Journal of Foraminiferal Research* **15** (3), 149–158.

Murat, B., 1983. *Contribution à l'étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique du bassin Eocrétacé d'Oliete (prov. de Teruel, Espagne)* Thèse Doctorale des Sciences Naturelles, Toulouse, 247 pp.

Mutterlose, J., 1989. Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west European Aptian. In: J.A. Crux and S.E. van Heck (Eds), *Proceedings of the International Nannofossil Association Conference.* Ellis Horwood, Chichester, pp. 122–142.

Mutterlose, J., Brumsack, H., Flogel, S., Hay, W., Klein, C., Langrock, U., Lipinski, M., Ricken, W., Soding, E., Stein, R. et Swientek, O., 2003**.** The Greenland-Norwegian Seaway: A key area for understanding Late Jurassic to Early Cretaceous paleoenvironments. *Paleoceanography* **18** (1).

Neagu, T., 1968**.** Study of the Miliolidacea in the Lower Cretaceous (Barremian) of southern Dobrogea. *Travaux du Muséum National d'Histoire Naturelle 'Grigore Antipa'* **VIII**, 563–572.

Neagu, T., 1984**.** Nouvelles donnees sur la morphologie du test, sur la systematique et la nomenclature des Miliolides Agatisthegues [sic] du Mesozoic. *Revista Espanola de Micropaleontologia* **16**, 75–90.

Neagu, T., 1999**.** Kaminskiinae n.subfam. and Kaminskia n.gen., a new Early Cretaceous calcareous agglutinated foraminifera from southern Dobrogea, Romania. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **69** (3-4), 173–188.

Neagu, T., 2000. Lower Cretaceous calcareous agglutinated Foraminifera from Southern Dobrogea, Romania. Part II. Early Cretaceous Cuneolinidae. In: M.B. Hart, M.A. Kaminski and C.W. Smart (Eds), *Proc. 5th Int. workshop Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation special Publication, pp. 363–386.

Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Duncan, R.A. et Petterson, M.G., 1997. The Ontong-Java Plateau. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds), *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union, Washington, pp. 183–216.

Nunn, E.V., Price, G.D., Grocke, D.R., Baraboshkin, E.Y., Leng, M.J. et Hart, M.B., 2010**.** The Valanginian positive carbon isotope event in Arctic Russia: Evidence from terrestrial and marine isotope records and implications for global carbon cycling. *Cretaceous Research* **31** (6), 577–592.

Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M., 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. ISBN: 9780521898492, Cambridge.

Pasquier, J.-B., 1995. *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultra hélvetique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et sub-Briançonnais).* Fribourg University, Fribourg, 274 pp.

Pedersen, T.F. et Calvert, S.E., 1990**.** Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-

rich sediments and sedimentary rocks? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **74**, 454–466.

Peters, K.E., Kontorovich, A.E., Moldowan, J.M., Andrusevich, V.E., Huizinga, B.J., Demaison, G.J. et Stasova, O.F., 1993**.** Geochemistry of Selected Oils and Rocks from the Central Portion of the West Siberian Basin, Russia. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **77** (5), 863–887.

Peybernès, B., 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre le Garonne et la Méditerranéen.* Imp. C.R.D.P., Thesis, Université de Toulouse, Toulouse, 459. pp.

Pfender, J., 1938**.** Les foraminifères du Valanginien provençal. *Bulletin de la Société Géologique de France* **3** (VIII), 231–240.

Philip, J., 2003**.** Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier Science.* **196**, 19–37.

Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgartner, H., Razin, P., Grotsch, J. et Droste, H., 2002**.** Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* **49** (3), 555–581.

Podlaha, O.G., Mutterlose, J. et Veizer, J., 1998**.** Preservation of delta 18 O and delta 13 C in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science* **298**, 324–347.

Pomar, L., 2001**.** Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **175** (1-4), 249–272.

Pomar, L. and Ward, W.C., 1995. Sea level changes, Carbonates Production and platform architecture: The Llucmajor Platform, Mallorca, Spain. In: B.U. Haq (Ed), *Sequence Stratigraphy and depositionnal responses to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 87–112.

Price, 1999**.** The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* **48**, 183–210.

Price, G.D., Valdes, P.J. et Sellwood, B.W., 1998**.** A comparison of GCM simulated Cretaceous 'greenhouse' and 'icehouse' climates: implications for the sedimentary record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **142** (3-4), 123–138.

Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S. et Grandjean, P., 2003**.** Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Palaeoceanography* **18** (2), numéro 1029).

Rameil, N., Immenhauser, A., Warrlich, G., Hillgärtner, H. et Droste, H.J., 2010**.** Morphological patterns of Aptian Lithocodium–Bacinella geobodies: relation to environment and scale. *Sedimentology* **57** (3), 883–911.

Reboulet, S. et Atrops, F., 1999**.** Comments and proposals about the Valanginian-Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **92** (2), 183–197.

Reboulet, S., Atrops, F., Ferry, S. et Schaaf, A., 1992**.** Ammonite Turnover in the Vocontian Trough at the Valanginian-Hauterivian Boundary. *Geobios* **25** (4), 469–476.

Reboulet, S., Hoedemaeker, P., Aguirre-Urreta, M. B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboshkin, Company, M., Delanoy, G., Dutour, Y., Klein, C., Latil, J. L., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourgues, F. A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J. M., Vasicek, Z., Vermeulen, J., Arnaud, H., Granier, B. et Premoli Silva, I., 2006**.** Report on the second international meeting of teh IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the 'Kilian Group' (Neuchatel, Switzerland, 8 september 2005). *Cretaceous research* **27**, 712–715.

Reboulet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vasícek, Z. et Vermeulen, J., 2009**.** Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008). *Cretaceous Research* **30** (2), 496–502.

Renard, M., Rafélis, M., de, E., L., Moullade, M., Masse, J.-P., Kuhnt, C., Bergen, J.A. et Tronchetti, G., 2005**.** Early Aptian delta13C and manganese anomalies from the historical Cassis-La Bédoule stratotype sections (S.E. France): relationship with a methane hydrate dissociation event and stratigraphic implications. *Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology* **Article 2005/04,** 1–18.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M. et Perrin, M., 1992**.** The Age of Parana Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* **258** (5084), 975–979.

Richter, D.K., Götte, T., Götze, J., et Neuser, R.D., 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology* **79**, 127–166.

Ropolo, P., Conte, G., Gonnet, R., Masse, J.-P. et Moullade, M., 2000**.** Les faunes du barrémien supérieur/Aptien inférieur (Bedoulien) dans la région stratotypique de Cassis-La Bédoule (SE France): état des connaissances et propositions pour une zonation par Ammonites du Bedoulien-type. *Géologie Méditerranéenne* **25**, 167–175.

Ropolo, P., Moullade, M., Gonnet, R., Conte, G. et Tronchetti, G., 2006**.** The Deshayesitidae Stoyanov, 1949 (Ammonoidea) of the Aptian historical stratotype region at Cassis-La Bédoule (SE France). *Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology* **Memoir 2006/01**, 1–46.

Rosales, L., Robles, S. et Quesada, S., 2004**.** Elemental and oxygen isotope composition of early Jurassic belemnites: Salinity vs. temperature signals. *Journal of Sedimentary Research* **74** (3), 342–354.

Rosenberg, E. et Ben-Haim, Y., 2002**.** Microbial diseases of corals and global warming. *Environmental Microbiology* **4** (6), 318–326.

Royer, D.A., 2006**.** CO2-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochemica and Cosmochemica Acta* **70**, 5665–5675.

Royer, D.L., Berner, R.A., Montanez, I.P., Tabor, N.J. et Beerling, D.J., 2004**.** CO2 as a primary driver of Phanerozoic climate. *The Geological Society of America* **14** (3), 4–10.

Royer, D.L., Berner, R.A. et Park, J., 2007**.** Climate sensitivity constrained by CO2 concentrations over the past 420 million years. *Nature* **446** (7135), 530–532.

Rullkötter, R., 2000. Organic matter: the driving force for early diagenesis. In: H.D. Schulz et M. Zabel (Eds), *Marine Geochemistry*. Springer, pp. 129–172.

Salas, R. et Casas, A., 1993**.** Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics* **228** (1-2), 33–55.

Salas, R. et Guimera, J., 1996**.** Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior des Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta* **20** (7), 1704–1706.

Sartoni, S. et Crescenti, U., 1960**.** Ricerce Biostratigrafiche nel Mezozoico dell'Appennino Meridionale. . *Giornale di Geologia* **XXI1** (2a), 162–304.

Scarparo Cunha, A.A. et Koutsoukos, E.A.M., 1998**.** Calcareous nannofossils and planktic foraminifers in the upper Aptian of the Sergipe Basin, northeastern Brazil: palaeoecological inferences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **142** (3-4), 175–184.

Schlager, W., 1980. Mesozoic calciturbidites in DSDP Hole 416A - Petrographic recognition of a drowned carbonate platform. In : Winterer, E.L., Lancelot, Y. *et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington 50, 733-749

Schlager, W., 1981**.** The Paradox of Drowned Reefs and Carbonate Platforms. *Geological Society of America Bulletin* **92** (4), 197–211.

Schlager W., 1992. *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms-A Short Course*. AAPG -Continuig Education Course Note Series, Washington **34**, 71 pp.

Schlager, W. et Philip, J., 1990. Cretaceous Carbonate Platforms. In: R.N. Ginsburg et B. Beaudoin (Eds), *Cretaceous resources, Events and Rythms: Background and Plans for Research* Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, London, pp. 173–195.

Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C., 1976**.** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. . *Geologie Mijnbouw* **55**, 179–184.

Scholle, P.A. et Arthur, M.A., 1980**.** Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **64**, 67–87.

Shackleton, N.J., 2000**.** The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* **289** (5486), 1897–1902.

Shroeder, R., 1964**.** Orbitoloniden Biostratigraphic des urgons nordöstlich Von Teruel (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte* **30**, 462–474.

Schroeder, R., 1968. Sobre algunos foraminíferos del Valanginiense de la Sierra de Valdancha (provincia de Castellón). *Boletin Real Sociedad Española Historia Natural* **66**, 311–318.

Shroeder, R., 1979**.** Les orbitolines de l'Aptien: définitions, origine et évolution. *Géobios* **12** (1), 289–299.

Shroeder, R., van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A. et Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain, pp. 49–96.

Simmons, M.D., 1994. Micropaleontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Central Oman Mountains. In: M.D. Simmons (Ed), *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the*

Middle East. Chapman and Hall, London, pp. 177–206.

Skelton, P.W., 2003. Changing climate and biota — the marine record. In: Skelton, P. (Ed.), *The Cretaceous World*. Cambridge University Press, pp. 163–184.

Sliter, W.V., 1989**.** Aptian Anoxia in the Pacific Basin. *Geology* **17** (10), 909–912.

Sloan, L.C. et Barron, E.J., 1996**.** "Equable" climates during Earth history? *Geology* **18** (6), 489–492.

Stampfli, G.M., G.D., B., Marchant, R. et J., M., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: G. Rosenbaum and G. Lister (Eds), *Reconstruction of the evolution of the Alpine Himalayan Orogen*. Journal of the virtual Explorer, pp. 75–104.

Stein, R. et Rullkötter, J., 1988. Organofacies reconstruction and lipid geochemistry of sediments from the Galicia margin, Northeast Atlantic (ODP leg 103). In: G. Boillot, Winterer, E.L., et al. (Ed), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results,* pp. 567–585.

Steinhauser, N., 1969. *Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France)*, Thèse, Université de Genève, Génève.

Steuber, T., 1999**.** Isotopic and chemical intra-shell variations in low-Mg calcite of rudist bivalves (Mollusca-Hippuritacea): disequilibrium fractionations and late Cretaceous seasonality. *International Journal of Earth Sciences* **88**, 551–570.

Steuber, T. et Rauch, M., 2005**.** Evolution of the Mg/Ca ratio of Cretaceous seawater : Implications from the composition of the biological low-Mg calcite. *Marine Geology* **217**, 199–213.

Steuber, T., Rauch, M., Masse J.-P., Graaf, J., et Malkoc, M., 2005**.** Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature* **437**, 1341–1344.

Street, C. et Bown, P.R., 2000**.** Palaeobiogeography of Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) calcareous nannoplankton. *Marine Micropaleontology* **39** (1-4), 265–291.

Surge, D., Lohmann, K.C. et Dettman, D.L., 2001**.** Controls on isotopic chemistry of the American oyster, Crassostrea virginica: implications for growth patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **172** (3-4), 283–296.

Tejada, M.L.G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T. et Tatsumi, Y., 2009**.** Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology* **37**(9), 855–858.

Thiede, D.S. et Vasconcelos, P.M., 2010**.** Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new Ar-40/Ar-39 results. *Geology* **38** (8), 747–750.

Thomas, H., Bozec, Y., Elkalay, K. and de Baar H. J. W., 2004. Enhanced open ocean storage of CO2 from shelf sea pumping, *Science* **304**, 1005– 1008.

Tremolada, F., Erba, E. et Bralower, T.J., 2006**.** Late Barremian to early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin). *Cretaceous Research* **27** (6), 887–897.

Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter*. Chapman & Hall, London, 615 pp.

van Buchem, F.S.P., Baghbani, D., Bulot, L., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V. et Vincent, B., 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Quatar and the United Arab Emirates. In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain, pp. 503–548.

van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Oterdoom, W.H. et Philip, J., 2002**.** Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. *Aapg Bulletin* **86** (1), 21–53.

van de Schootbrugge, B., Föllmi, K.B., Bulot, L.G. et Burns, S.J., 2000**.** Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* **181** (1-2), 15–31.

van de Schootbrugge, B., Kuhn, O., Adatte, T., Steinmann, P. et Föllmi, K., 2003**.** Decoupling of P- and C org-burial following in Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) platform drowning along the NW Tethyan margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier Science.* **199**, 315–331.

van Hinte, J.E., Wise, S.W., Biart, B.N., Covington, J.M., Dunn, D.A., Haggerty, J.A., Johns, M.W., Meyers, P.A., Moullade, M.R., Muza, J.P., Ogg, J.G., Okamura, M., Sarti, M. et von Rad, U. 1987. Site 603, DSDP Shipborad Scientific party:. In: W. Van Hinte, S.W., et al (Ed), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Washington (US Govt. Printing Office), pp. 25–276.

Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: R.J. Reeder (Ed), *Carbonates:*

mineralogy and chemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, pp. 265–299.

Velic, I. et Gusic, I., 1973**.** *Cuneolina tenuis* n. sp. From the Neocomian of Mt Velika Kapela (Central Croatia). *Geol. Vjesnik* **25**, 155–163.

Vennin, E. et Aurell, M., 2001**.** Stratigraphie séquentielle de l'Aptien du sous-bassin de Galvé (Province de Teruel, NE de l'Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* **172** (4), 397–410.

Vincent, B., van Buchem, F.S.P., Bulot, L., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D. et Huc, A.Y., 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distrtibution in the Aptian-Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations). In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), *Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate*. GeoArabia Special Publication 4, Bahrain pp. 139–197.

Walter, B., 1996**.** The bryozoan fauna of the Hauterivian transgression in the Paris basin. *Geobios* **29** (1), 5–11.

Weissert, H. et Bréhéret, J.G., 1991**.** A carbonate-isotope record from Aptian-Albian sediments of the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **162**, 1133–1140.

Weissert, H. et Erba, E., 2004**.** Volcanism, CO2 and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society* **161**, 695–702.

Weissert, H., Joachimski, M. et Sarnthein, M., 2008**.** Chemostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* **42** (3), 145–179.

Weissert, H. et Lini, A., 1991. Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate. In: D.W. Müller, J.A. McKenzie and H. Weissert (Eds), *Modern Geology*. Academic Press, London, pp. 173–191.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. et Kuhn, O., 1998**.** Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, 189–203.

Westermann, S., Föllmi, K.B., Adatte, T., Matera, V., Schnyder, J., Fleitmann, D., Fiet, N., Ploch, I. et Duchamp-Alphonse, S., 2010**.** The Valanginian [delta]13C excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters* **290** (1-2), 118–131.

Wierzbowski, H. et Joachimski, M. M., 2009. Stable Isotopes, Elemental Distribution, and Growth Rings of Belemnopsid Belemnite Rostra: Proxies for Belemnite Life Habitat. *Palaios* **24** (5-6)**,** 377–386.

Wilson, P.A., Jenkyns, H.C., Elderfield, H. et Larson, R.L., 1998**.** The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous Pacific guyots. *Nature* **392** (6679), 889–894.

Wissler, L., Funk, H. and Weissert, H., 2003**.** Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **200** (1-4), 187–205.

Yabe, H. et Hanzaw, S., 1926. *Chofatella* Schlumberger et *Pseudocyclammina*, a new genus of arenaceous foraminifera. *Science Reports of the Tohoku University* **2** (9)**,** 9–11.

Zaninetti, L., Charollais, J., Clavel, B., Decrouez, D., Salvini-Bonnard, G. et Steinhauser, N., 1987**.** Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie) : (1) Note sur *Heterdiceras luci* et '*Natica leviathan*' ; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de Joukowsky et Favre, 1913. *Archives des Sciences de Genève* **41**, 43–63.

Zhou, J., Poulsen, C.J., Pollard, D. et White, T.S., 2008**.** Simulation of modern and middle Cretaceous marine δ18O with an ocean-atmosphere general circulation model. *Palaeoceanography* **23**, PA3223, [doi:3210.1029/2008PA001596].