

Université de Bourgogne - Dijon
UMR CNRS/uB 6282-Biogéosciences

Thèse pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Bourgogne en Sciences de la Terre

Calibration astronomique du Valanginien et de l'Hauterivien (Crétacé inférieur): implications paléoclimatiques et paléocéanographiques

Par

Mathieu Martinez

Soutenue le 3 juin 2013 devant un jury composé de :

Pr. François BAUDIN	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
Dr. Slah BOULILA	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
Pr. Jean-François DECONINCK	Université de Bourgogne	Directeur de thèse
Pr. Karl FÖLLMI	Université de Lausanne	Rapporteur
Dr. Pierre PELLENARD	Université de Bourgogne	Co-directeur de thèse
Dr. Bernard PITTET	Université Claude Bernard, Lyon I	Rapporteur

Université de Bourgogne - Dijon
UMR CNRS/uB 6282-Biogéosciences

Thèse pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Bourgogne en Sciences de la Terre

Calibration astronomique du Valanginien et de l'Hauterivien (Crétacé inférieur): implications paléoclimatiques et paléocéanographiques

Par

Mathieu Martinez

Soutenue le 3 juin 2013 devant un jury composé de :

Pr. François BAUDIN	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
Dr. Slah BOULILA	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
Pr. Jean-François DECONINCK	Université de Bourgogne	Directeur de thèse
Pr. Karl FÖLLMI	Université de Lausanne	Rapporteur
Dr. Pierre PELLENARD	Université de Bourgogne	Co-directeur de thèse
Dr. Bernard PITTET	Université Claude Bernard, Lyon I	Rapporteur

Remerciements

Je profite de ces derniers instants de rédaction pour adresser mes remerciements à ceux qui m'ont accompagnés dans ma formation et ceux qui m'ont soutenu au cours de cette dernière ligne droite.

Je tiens en particulier à remercier Jean-François Deconinck et Pierre Pellenard pour l'accueil chaleureux, la patience, l'écoute et la réactivité dont ils ont fait preuve depuis le début de ce projet jusqu'aux derniers moments de rédaction. Au cours de cette thèse, ils m'ont transmis leur savoir-faire sur les argiles, les paléoclimats du Crétacé et la rédaction d'articles. Ils m'ont aussi transmis leur connaissance des coupes et du terrain, ce qui m'a fait gagné un temps précieux. Je me souviens en particulier de Pierre qui a repéré du premier coup d'œil le niveau de bentonite à Angles. Nous avons partagé des moments inoubliables sur le terrain, dans des gîtes folkloriques à jouer à des jeux de cartes venus d'ailleurs et à se faire traiter de bandits corses ! Je tiens aussi à les remercier pour la liberté et l'autonomie qu'ils m'ont laissé de pouvoir de mener ce projet et pour les échanges scientifiques que nous avons eus au cours de ces travaux. Ces échanges se sont toujours déroulés avec un esprit cordial et ont été pour moi une source d'inspiration.

Je tiens aussi à remercier l'ensemble des membres du jury Karl Föllmi, Bernard Pittet, François Baudin et Slah Boulila qui ont accepté de rapporter et de juger ce travail. François Baudin m'a suivi dès le début de mon projet de thèse en tant que membre du comité de thèse. Je tiens à le remercier pour les conseils fructueux et les encouragements qu'il m'a prodigués à l'issue de ces réunions.

Je remercie chaleureusement Laurent Riquier, supporter du LOSC, pour la bonne humeur dont il a fait preuve alors qu'il était maître de conférence à Dijon et pour m'avoir accompagné à plusieurs reprises sur le terrain à Río Argos où nous avons creusé des tranchées et buriné des bancs calcaires bien indurés. Je remercie aussi Laurent pour m'avoir apporté son expertise sur la susceptibilité magnétique et pour m'avoir aidé à faire mes premiers pas dans la rédaction d'articles scientifiques.

Je salue l'Homme (Fabrice Monna) pour s'être investi dès le départ dans ce projet, pour les discussions sur le traitement du signal et les statistiques. Je le remercie aussi pour les conseils de rédaction qu'il a pu me fournir. J'ai retenu de lui l'esprit avec lequel il écrit ses articles scientifiques (« ça doit se lire comme un picsou magazine ! »).

Je remercie aussi Stéphane Reboulet pour son expertise sur le Valanginien et l'aide qu'il nous a apporté à dater les coupes. Sa connaissance des changements fauniques, climatiques et environnementaux au Valanginien nous a été d'une aide précieuse.

Je voudrais aussi remercier Miguel Company, ammonitologue à l'Université de Grenade, pour nous avoir guidé sur le terrain et aidés à délimiter les zones d'ammonites sur la coupe de Río Argos. Je le remercie aussi pour le travail de collaboration qu'il a fourni lors de la rédaction des articles sur l'Hauterivien. Son expertise a contribué à faciliter la publication de ces articles.

Je voudrais remercier Bruno Galbrun et, une fois de plus, Slah Boulila, pour m'avoir accueilli dans l'UMR/CNRS ISTeP et m'avoir permis d'utiliser le pont de susceptibilité magnétique Kappabridge, dont les résultats sont présentés ici. En outre, Slah m'a formé à ses méthodes de traitement du signal et d'analyse cyclostratigraphique.

Au cours de ce travail, j'ai eu la chance de participer à l'encadrement de trois étudiants en Master 2 : Mathieu Moiroud, Clément Bréziat et Julie Ghirardi. Je tiens à les saluer tous les trois pour les bons moments que nous avons partagés, sur le terrain ou en labo. L'encadrement de ces trois étudiants a été un

plaisir et a débouché à chaque fois à des résultats de bonnes qualités qui ont été valorisés soit directement dans ma thèse, soit m'ont servi de point de départ pour réfléchir sur mes propres signaux.

Je voudrais saluer Christophe Thomazo pour m'avoir proposé avec Laurent Riquier une collaboration sur les niveaux d'anoxie du Faraoni. Je voudrais aussi saluer Emmanuelle Vennin pour les discussions matinales que nous avons eues sur les derniers moments de la thèse alors que je rédigeais la partie sur les changements climatiques au Valanginien-Hauterivien et Emmanuelle Pucéat pour m'avoir présenté à Jörg Mutterlose alors que nous tentions de faire de la cyclostratigraphie dans le Bassin de Basse-Saxe. Je voudrais aussi remercier Ludovic Bruneau et Nathalie Guichard, pour l'aide qu'ils ont pu nous apporter sur l'acquisition des centaines de données d'argiles, Rémi Laffont, pour ses précieux conseils sur Matlab et R, et Alain Festeau, pour toute l'aide qu'il a pu m'apporter lorsque j'avais un pépin en informatique. Je voudrais aussi remercier Annie Marchand et Isabelle Santacroce, pour leur efficacité lors de la gestion de mes états de frais de mission. Je salue aussi chaleureusement Éveline Debierre pour son accueil chaleureux et toute la gentillesse dont elle a pu faire preuve au cours de ces années passées à Dijon.

Et puis on arrive aux camarades de thèse ! Je voudrais notamment saluer Christophe, amateur des prévisions astrales de Paco Rabanne ; Luca, résidant dans un bloc de grès à Fontainebleau ; Ju, grand fan du PSG (ou pas !) ; Doud', spécialiste de la brique façon ENSBANA ; Bout', intraitable sur la viande ; Ben, catcheur sur canal+ sport ; Aurélie, guide touristique de la Bresse ; Nat', chorégraphe chez Lady Gaga ; Sylvain, recruté au service après thèse, et Émilie, notre cordon bleu imbattable ! Il y a aussi un bureau peuplé de thésards qui s'intéressent à des animaux décédés : Gaëlle, Clotilde, Jean-Daniel et Ivan, rejoins de temps en temps par Paul-Arthur et Clémence. Je salue aussi Garou, Boubou, Benj', qui sortaient de thèse lorsque j'ai débuté ; Monsieur le Président (alias Philippe Blanc), Gwen, Joseph, Alexis, Ivan, Matthieu, Ronan, Estelle et Marion en espérant n'oublier personne.

Je voudrais saluer les l'équipe de l'Expérimentarium, Lionel, Candice et Élise, et l'ensemble des doctorants que j'ai pu y rencontrer.

Je voudrais saluer les amis de la région parisienne que j'ai pu conserver malgré la distance Clém, Marie, Cyril (aïe Pépito !), Nelly, Rod, Ombeline, Thomas, Sandrine, Florent, Marine, Jean-Yves et Charlot. Et puis, j'ai les copains de licence, Tiste, Céline, Bibi, Clémousse, 'Stien, Alexis. Je tiens à les remercier pour leur amitié indéfectible, leur soutien, et pour la curiosité qu'ils ont sur ma thématique de recherche, y compris après que je leur ai sorti le titre de ma thèse !

Enfin, je voudrais saluer ma famille, qui a été pour moi un soutien infaillible jusque dans les derniers moments. Je pense notamment à mes parents, qui ont toujours su trouver les mots justes pour me conseiller. Je salue mes grands-parents, pour qui je n'aurai pas été assez présent ces derniers mois, et fais muchos besòs à ma famille d'Espagne, que j'espère revoir bientôt. Enfin, j'ai une petite pensée pour mon frère, qui ne devrait pas être loin de soutenir son M2 au moment je soutiendrai ma thèse.

J'espère n'avoir oublié personne et souhaite une bonne lecture de ce manuscrit.

Résumé

Le Valanginien et l'Hauterivien (Crétacé inférieur) sont marqués par une série de perturbations paléoclimatiques et paléocéanographiques majeures. L'enchaînement de ces perturbations est encore mal compris notamment en raison d'un cadre temporel encore mal contraint. Deux raisons expliquent ces incertitudes : (i) peu d'âges radiométriques à la fois précis et bien datés biostratigraphiquement sont disponibles pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien. (ii) des difficultés d'intercalibrations existent entre biostratigraphie et magnétostratigraphie.

Au Crétacé inférieur, le Bassin Vocontien (Sud-est de la France) et le Domaine Subbétique (Sud-est de l'Espagne) présentent des alternances marnes-calcaires hémipélagiques liées aux variations de l'orbite terrestre et de son axe de rotation. Les cycles orbitaux terrestres (cycles de Milankovitch) présentent l'avantage d'être quasi-périodiques avec des périodes assez bien connues pour le Céno-Mésozoïque. L'identification des cycles orbitaux terrestres dans les séries sédimentaires permet d'estimer avec une bonne précision la durée de périodes géologiques lorsque aucune lacune n'affecte la série sédimentaire étudiée. Au cours de ce travail, une calibration astronomique de l'ensemble du Valanginien et d'une partie de l'Hauterivien est proposée avec pour objectif une meilleure contrainte temporelle des changements paléoclimatiques et paléocéanographiques afin de mieux comprendre l'enchaînement de ces événements ayant lieu au cours de cet intervalle de temps.

Le Valanginien est étudié sur cinq coupes, réparties sur l'ensemble du Bassin Vocontien, bien datées par ammonites, corrélées à l'aide de niveaux repères et ne présentent pas d'indices de lacune. Les analyses spectrales permettent de visualiser les cycles sédimentaires et leur évolution sur l'ensemble des séries étudiées. La comparaison entre rapports des périodes sédimentaires et rapports des périodes astronomiques permet de rattacher les cycles sédimentaires aux périodicités orbitales. Le cycle de l'excentricité à 405 ka, dont la période est stable sur l'ensemble du Mésozoïque, est notamment présent sur l'ensemble des intervalles analysés. La durée du Valanginien est estimée à 5,08 Ma par le découpage de cet étage en séquences de 405 ka. Des durées précises de zones d'ammonites et de zones de nannofossiles calcaires sont en outre proposées. Une nouvelle échelle des temps géologiques est proposée pour le Valanginien, intégrant les données de cyclostratigraphie, biostratigraphie, magnétostratigraphie, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

L'établissement de la durée précise du Valanginien permet de montrer que l'événement Weissert (anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$) débute 3 Ma avant la mise en place des trapps du Paraná-Entendeka. Ces derniers ne peuvent donc être à l'origine de l'événement Weissert. Nous suggérons, comme proposé précédemment, que le stockage massif de carbone organique en domaine continental soit à l'origine de cet événement. Une forte prédominance de l'obliquité entre les sous-zones à *O. (O.) nicklesi* et à *C. furcillata* (Valanginien supérieur) pourrait refléter l'expression d'un plus fort contrôle de la dynamique polaire sur le climat, suggérant l'existence de glaces polaires de faible extension entre les sous-zones à *O. (O.) nicklesi* et à *C. furcillata*.

Une calibration astronomique est proposée pour la limite Hauterivien-Barrémien basée sur l'identification des cycles de l'excentricité à 100 ka et 405 ka sur la coupe de Río Argos (Domaine Subbétique), candidate au GSSP. Les cortèges argileux, la susceptibilité magnétique (SM) et la teneur en CaCO_3 sont analysés sur les alternances marnes-calcaires hémipélagiques. Les marnes montrent systématiquement de plus fortes teneurs en kaolinite et illite, de plus faibles teneurs en interstratifiés illite-smectite *R0* et de plus fortes valeurs de SM que les bancs calcaires. Ces fluctuations cycliques traduisent un forçage orbital sur les conditions hydrolysantes à l'origine des alternances marnes-calcaires. Des durées de 0,78 Ma et de 0,54 Ma sont respectivement calculées pour les zones à *P. ohmi* et *T. hugii* à partir des calibrations astronomiques effectuées sur la SM, le CaCO_3 et les cortèges argileux. L'événement Faraoni a une durée estimée à 100-150 ka. Un schéma de corrélation est proposé entre Río Argos et Angles (Bassin Vocontien), montrant l'existence d'une possible lacune à la transition Hauterivien-Barrémien sur la coupe d'Angles. La coupe de Río Argos constitue donc un meilleur candidat que la coupe d'Angles pour le GSSP de la limite Hauterivien-Barrémien.

Mots-clés : Valanginien, Hauterivien, cyclostratigraphie, cycles de Milankovitch, calibration astronomique, gamma-ray spectral, susceptibilité magnétique, cortèges argileux, événement Weissert, événement Faraoni.

Abstract

The Valanginian and Hauterivian stages (Early Cretaceous) are marked by a series of major palaeoceanographic and palaeoclimatic events. These two stages display a badly constrained temporal framework, limiting the understanding of the palaeoenvironmental changes. Two main reasons explain this inaccuracy: (i) few precise, biostratigraphically well-dated radiometric ages are available for the Valanginian-Hauterivian interval and (ii) the intercalibration between biostratigraphy and magnetostratigraphy is still inaccurate.

In the Lower Cretaceous, the Vocontian Basin (SE France) and the Sub-Betic Domain (SE Spain) display hemipelagic marl-limestone alternations imputed to orbital forcing. The Earth's orbital cycles (Milankovitch cycles) are nearly periodic, with well-known periods for the Ceno-Mesozoic. The identification of the Earth's orbital cycles in the sedimentary series is a tool for estimating durations of geological periods with a good accuracy, when no hiatus disturbs the series. In this study, an astronomical calibration of the entire Valanginian Stage and part of the Hauterivian Stage is proposed, with the aim of constraining palaeoclimatic and palaeoceanographic changes, in order to improve understanding of events occurring at that time.

The Valanginian Stage was studied from five sections that are (i) distributed throughout the Vocontian Basin, (ii) well dated by ammonites, (iii) correlated by marker beds and (iv) showing no evidence of hiatus. The sedimentary periods and their evolution throughout the series were identified using spectral analyses methods. By comparing sedimentary to orbital period ratios, the sedimentary cycles were linked to astronomical periods. The 405-kyr eccentricity cycle, with a stable period throughout the Mesozoic Era, is notably observed during the entire Valanginian Stage. The duration of the Valanginian Stage is estimated at 5.08 myr by dividing the series into sequences of 405 kyr. Accurate durations of ammonite and calcareous nannofossil zones are also proposed. A new geologic time scale is proposed for the Valanginian Stage combining data from cyclostratigraphy, biostratigraphy, magnetostratigraphy, and chemostratigraphy ($\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

The age of the onset of the Weissert Event (positive shift in $\delta^{13}\text{C}$) is deduced from this astrochronology. This onset of this event occurred ~3 myr before that of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province and, thus, this volcanic activity cannot be at the origin of the Weissert Event. Following previous studies, we propose that continental storage of organic carbon could be at the origin of this palaeoceanographic perturbation. Strong amplitude of the obliquity cycles in the *O. (O.) nicklesi* and *C. furcillata* subzones could indicate a strong climatic control of polar dynamics, suggesting low-extension polar ice in the *O. (O.) nicklesi* and *C. furcillata* subzones.

An orbital floating time scale is proposed for the Hauterivian-Barremian boundary, based on the identification of the 100-kyr and the 405-kyr eccentricity on the Río Argos section (GSSP candidate; Subbetic Domain). Clay minerals, magnetic susceptibility (MS) and CaCO_3 content were analysed in samples from the hemipelagic marl-limestone alternations. The marl interbeds are pervasively enriched in kaolinite and illite, impoverished in IS R0 and show higher values in MS than the limestone beds. These cyclic fluctuations reflect an orbital control on the runoff conditions at the origin of the marl-limestone alternations. Durations are assessed at 0.78 myr for the *P. ohmi* Zone and 0.54 myr for the *T. hugii* Zone, from the astronomical calibrations based on MS, CaCO_3 content and clay minerals. The Faraoni Event has a duration estimated at 100-150 kyr. Potential correlations are proposed between the Río Argos and the Angles sections, suggesting the presence of a short-term hiatus at the Hauterivian-Barremian transition of the Angles section. The Río Argos section appears to be a better GSSP-candidate than the Angles section for the Hauterivian-Barremian boundary.

Keywords: Valanginian, Hauterivian, cyclostratigraphy, Milankovitch cycles, astronomical calibration, gamma-ray spectrometry, magnetic susceptibility, clay minerals, Weissert Event, Faraoni Event.

Table des matières

Remerciement.....	4
Résumé.....	6
Abstract.....	7
Table des matières.....	8

Introduction - Objectifs	13
--------------------------------	----

Chapitre 1

Environnements sédimentaires et cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien

1. Cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien.....	21
1.1. <i>Les outils de datations utilisés par la GTS.....</i>	<i>21</i>
1.1.1. Biostratigraphie.....	21
1.1.2. Magnétostratigraphie.....	21
1.1.3. Chimiostratigraphie.....	23
1.2. <i>Estimations de durées des étages et subdivisions du Valanginien-Hauterivien.....</i>	<i>23</i>
1.2.1. Durées des étages.....	23
1.2.2. Durée des zones d'ammonites.....	26
1.2.3. Limites des méthodes utilisées et perspectives pour ce travail.....	27
2. Changements environnementaux et climatiques au Valanginien-Hauterivien.....	28
2.1. <i>Cadre géodynamique.....</i>	<i>28</i>
2.2. <i>Cadre eustatique.....</i>	<i>28</i>
2.3. <i>Variations climatiques au Valanginien-Hauterivien.....</i>	<i>31</i>
2.4. <i>La transition Berriasien-Valanginien.....</i>	<i>33</i>
2.5. <i>L'épisode Weissert.....</i>	<i>34</i>
2.6. <i>L'Hauterivien inférieur à supérieur.....</i>	<i>36</i>
2.7. <i>L'épisode Faraoni.....</i>	<i>36</i>
Résumé du chapitre 1.....	38

Chapitre 2

Des cycles astronomiques aux cycles sédimentaires

1. Les cycles orbitaux terrestres et leur impact sur l'insolation.....	41
1.1. Présentation des cycles orbitaux terrestres.....	41
1.2. Impacts des cycles orbitaux sur l'insolation.....	42
1.3. Quantification des modifications de l'insolation liées aux cycles astronomiques : construction des solutions astronomiques.....	42
2. Impacts du forçage orbital de l'insolation sur le climat, l'environnement et la sédimentation.....	47
2.1. Expression du cycle de l'obliquité à l'échelle globale.....	42
2.2. Le cycle de demi-précession.....	42
3. Vers une calibration astronomique du Crétacé.....	48
Résumé du chapitre 2.....	48

Chapitre 3

Contexte géologique et coupes étudiées

1. Le Bassin Vocontien.....	54
1.1. Description générale du bassin.....	54
1.2. Outils de corrélation à travers le bassin.....	55
1.3. Origine des alternances marne/calcaire.....	56
1.4. Description des coupes étudiées.....	58
1.4.1. La coupe de La Charce.....	58
1.4.2. La coupe de Vergol.....	58
1.4.3. La coupe de Morénas.....	58
1.4.4. La coupe de Reynier.....	63
1.4.5. La coupe de Angles.....	63
1.5 Les coupes composites.....	63
2. Le Domaine Subbétique.....	64
2.1. Description générale du bassin.....	64
2.2. La coupe de Río Argos.....	65
Résumé du chapitre 3.....	67

Chapitre 4

Matériels et méthodes

1. Indicateurs paléoclimatiques/lithologiques utilisés.....	71
1.1. <i>Gamma-ray spectral (GRS).....</i>	71
1.2. <i>Susceptibilité Magnétique (SM).....</i>	73
1.3. <i>Analyse des cortèges argileux par diffraction des rayons X (DRX).....</i>	75
1.3.1. <i>Propriétés des minéraux argileux.....</i>	75
1.3.2. <i>Analyse par DRX.....</i>	76
1.3.3. <i>Semi-quantification des minéraux argileux.....</i>	78
2. Le traitement du signal.....	79
2.1. <i>Prérequis.....</i>	79
2.2. <i>Principe de la transformée de Fourier.....</i>	79
2.3. <i>Applications pour les séries paléoclimatiques.....</i>	80
2.3.1. <i>La Fréquence de Nyquist.....</i>	81
2.3.2. <i>Résolution du spectre en fréquence.....</i>	82
2.3.3. <i>Expression de la transformée de Fourier discrète.....</i>	82
2.3.4. <i>Le zero-padding (l'ajout de zéros).....</i>	84
2.3.5. <i>Phénomène de fuite spectrale.....</i>	84
2.4. <i>La méthode multi-fenêtres.....</i>	87
2.5. <i>Tests de significativité.....</i>	89
2.6. <i>Analyse par spectrogramme d'amplitude.....</i>	91
2.7. <i>Le filtrage.....</i>	94
2.8. <i>Comparaison entre cycles sédimentaires et cycles orbitaux.....</i>	95
2.9. <i>Calibration orbitale.....</i>	98
Résumé du chapitre 4.....	100

Chapitre 5

Calibration astronomique du Valanginien

Introduction.....	103
Martinez et al. (2013): Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event.....	104
1. <i>Introduction.....</i>	104
2. <i>Geological setting.....</i>	105

3. <i>Material and Methods</i>	105
4. <i>Results</i>	105
5. <i>Cyclostratigraphic interpretations</i>	110
5.1. Origin of the sedimentary cycles.....	110
5.2. Duration estimates.....	110
5.3. A new Valanginian time scale.....	110
6. <i>Palaeoclimatic implications</i>	110
6.1. Origin of the sedimentary cycles.....	110
6.2. Climate changes in the Upper Valanginian.....	112
7. <i>Conclusions</i>	112
<i>Acknowledgments</i>	113
<i>Appendix A. Supplementary data</i>	113
<i>References</i>	113
Perspectives	116
1. <i>Le refroidissement observé dans le Valanginien Supérieur correspond-il à un événement global?</i>	116
2. <i>Un contrôle temporaire de la demi-précession sur les alternances marne/calcaire</i>	118
Résumé du chapitre 5	119

Chapitre 6

Calibration astronomique de l'Hauterivien

Introduction	123
Moiroud et al. (2012): High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning: Example of the Hauterivian-Barremian transition in the Betic Cordillera (SE Spain)	124
1. <i>Introduction</i>	124
2. <i>Geological setting</i>	125
2.1. The Subbetic Domain and the Río Argos section.....	125
2.2. Climate during the Hauterivian-Barremian transition.....	125
3. <i>Methods</i>	126
3.1. X-ray diffraction and calcimetry.....	126
3.2. Spectral analysis.....	126
3.3. Astrocycle identification and orbital calibration.....	126
4. <i>Mineralogical results</i>	127
5. <i>Cyclostratigraphic results</i>	128
6. <i>Discussion</i>	129
6.1. Diagenetic influences.....	129
6.2. High-frequency clay mineralogical variations and orbital forcing.....	132
6.3. Comparisons with other duration estimates.....	132

6.4. Influence of the Faraoni event on orbital cycle records in the sediments.....	132
7. Conclusions.....	132
Acknowledgments.....	133
References.....	133

Martinez et al. (2012): An orbital floating time scale of the Hauterivian/ Barremian GSSP from a magnetic susceptibility signal (Río Argos, Spain).....135

1. Introduction.....	135
2. Geological setting.....	136
3. Material and methods.....	136
3.1. Magnetic susceptibility (MS).....	136
3.2. Calcium carbonate content.....	136
3.3. Data processing.....	136
3.4. Duration estimates.....	138
4. Results.....	138
4.1. MS and calcium carbonate content.....	138
4.2. Spectral analysis.....	138
4.3. Duration estimates.....	138
5. Discussion.....	138
5.1. Reliability of the tuning.....	138
5.2. Comparisons with previous cyclostratigraphic studies.....	139
5.3. Comparisons with the GTS.....	141
5.4. Duration of the F-OAE.....	141
7. Conclusions.....	143
Acknowledgments.....	143
References.....	143

Synthèse des principaux résultats.....145

1. Cyclicité des indicateurs paléoclimatiques et rythmicité lithologique.....	145
1.1. Signification du signal de susceptibilité magnétique (SM).....	145
1.2. Conditions paléoenvironnementales conduisant aux alternances marne/calcaire..	145
2. Potentiel des cortèges argileux comme outils de calibration astronomique.....	146

Résumé du chapitre 6.....148

Conclusions - Perspectives.....149

Bibliographie.....153

Annexes.....171

Liste des figures.....203

Liste des tables.....207

Liste des annexes.....207

INTRODUCTION
-
OBJECTIFS

Introduction - Objectifs

L'échelle des temps géologiques présente encore de nombreuses incertitudes en raison des marges d'erreur importantes des datations radio-isotopiques ou de l'absence de niveaux susceptibles de fournir un âge radiométrique et précisément datés par biostratigraphie. Ces marges d'erreur sont particulièrement étendues pour la période du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, où les âges des limites d'étages sont parfois présentées avec des marges d'erreur qui peuvent atteindre la durée de l'étage elle-même (Figure I.1 ; Hinnov & Ogg, 2007). Ce cadre temporel mal contraint gêne la compréhension des relations chronologiques entre Événements de Changements Environnementaux globaux ou EEC (Episodes of Environmental Changes ; Föllmi, 2012) et événements volcaniques susceptibles de causer de profonds changements paléoclimatiques et paléocéanographiques globaux. Les EEC sont précisément datés par biostratigraphie alors que les événements volcaniques sont datés par radioisotopie, mais sont mal contraints par les données biostratigraphiques. Dès lors, établir des relations chronologiques entre ces événements devient complexe, les méthodes indirectes utilisées ne permettant pas un calage suffisamment précis pour mettre au point des scénarios fiables expliquant l'évolution des EEC.

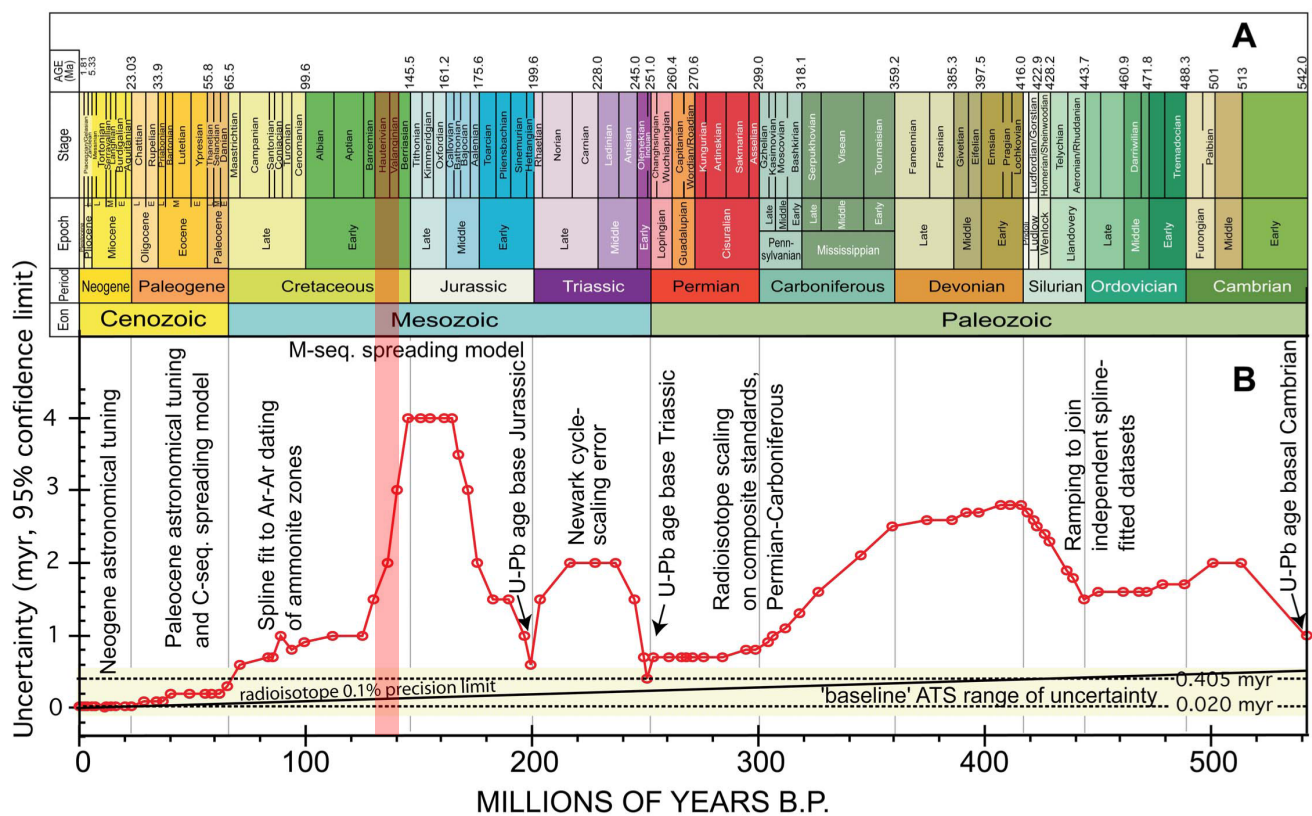


Figure I.1. Incertitudes sur les âges des limites d'étages du Phanérozoïque observés dans la GTS 2004. La bande rouge représente le Valanginien et l'Hauterivien. D'après Hinnov & Ogg (2007).

Les étages Valanginien et Hauterivien (Crétacé inférieur) illustrent parfaitement les limites des reconstitutions des EEC en l'absence d'intercalibration précise entre radioisotopie et biostratigraphie. Lorsque ce travail a débuté en 2009, le Valanginien présentait une durée estimée à 6,4 Ma mais avec une marge d'erreur de la limite Berriasien/Valanginien estimée à $\pm 3,0$ Ma tandis que la limite Valanginien/Hauterivien n'était donnée qu'approximativement, sans marge d'erreur (Ogg et al., 2008). Le Valanginien avait alors une durée estimée à 6,4 Ma $\pm 3,0$ Ma, autrement dit la durée de l'étage était donnée avec

une marge d'erreur atteignant la moitié de la durée de l'étage elle-même. Cette incertitude provenait du fait que sur cet intervalle de temps, aucun âge radiométrique n'avait pu être précisément contraint par les données biostratigraphiques. La durée du Valanginien était alors estimée par la somme de la durée des magnétochrons de cet étage. Ces durées de magnétochrons étaient elles-mêmes estimées sur la base d'un taux d'expansion constant du plancher océanique hawaïen (Ogg & Smith, 2004). Le modèle d'un taux d'expansion du plancher océanique n'étant calibré que par quelques points d'ancrage (Ogg & Smith, 2004), cette méthode de datation très indirecte entraînait les marges d'erreur importantes observées pour les âges des limites du Valanginien. L'Hauterivien quant à lui avait une durée estimée par magnétostratigraphie à 3,9 Ma mais avec une marge d'erreur de $\pm 1,5$ Ma pour la limite Hauterivien/Barrémien soit plus d'un tiers de la valeur de la durée de l'étage.

Au cours du Valanginien et de l'Hauterivien deux EEC ont lieu :

- L'événement Weissert à la transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur est marqué par une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$. Il est associé à l'ennoiment et au déclin des plates-formes carbonatées au moins à l'échelle de la Téthys et de l'Atlantique Nord (Weissert et al., 1998), à des remplacements fauniques (Melinte & Mutterlose, 2001 ; Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Gréselle et al., 2011), à une chute de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique (Gröcke et al., 2005), peut-être à l'origine d'un refroidissement global (McArthur et al., 2007) conduisant à la mise en place de calottes polaires (Price, 1999).

- L'événement Faraoni à la fin de l'Hauterivien est associé au dépôt de black shales identifié dans les bassins de la Téthys occidentale (Cecca et al., 1994 ; Baudin, 2005) et peut-être dans le Pacifique (Bodin et al., 2007). D'un point de vue environnemental, le dépôt de black shales reflète des conditions anoxiques prévalant au cours de cet événement (Baudin, 2005). Si le caractère global de ces dépôts anoxiques est confirmé, cela ferait de l'épisode Faraoni le premier Événement Océanique Anoxique ou OAE (Oceanic Anoxic Event) du Crétacé. Cet épisode est généralement associé à une surface d'inondation maximale de 2° ordre (Hoedemaeker, 1998), des remplacements fauniques (Company et al., 2005) et à l'ennoiment des plates-formes carbonatées téthysiennes (Föllmi, 1994).

La province magmatique majeure du Paraná-Etendeka (Large Igneous Province ou LIP) entre l'Amérique du Sud et la Namibie se met en place durant l'intervalle Valanginien-Hauterivien. L'origine des EEC du Crétacé moyen ayant été attribuée au maximum d'activité de provinces magmatiques majeures (Courtillot & Renne, 2003), plusieurs auteurs suggèrent que la mise en place des trapps du Paraná-Etendeka soit à l'origine des EEC du Valanginien-Hauterivien (Erba et al., 2004 ; Duchamp-Alphonse et al., 2011). Toutefois, en l'absence de datation précise, il est impossible d'établir une relation chronologique évidente entre l'activité du Paraná-Etendeka, l'événement Weissert et l'événement Faraoni. Selon les auteurs et les échelles des temps géologiques utilisées, le Paraná-Etendeka est soit à l'origine de l'épisode Weissert (Sprovieri et al., 2006), soit à l'origine de l'épisode Faraoni (Baudin, 2005). Ainsi, bien que l'enchaînement des événements climatiques, eustatiques, biologiques et géochimiques ayant lieu au cours de ces événements ait été largement étudié, l'origine de ces événements reste encore mal connue en l'absence de cadre temporel précis pour cet intervalle de temps.

La cyclostratigraphie permet d'établir des durées précises et contribue ainsi à la construction d'un cadre temporel fiable (Hinnov, 2000). Cette méthode consiste à décrire et comprendre l'origine des cycles lithologiques, fauniques, minéralogiques et géochimiques (Fischer et al., 2004 ; Strasser et al., 2006). Parmi les phénomènes à l'origine de ces cycles, les variations des paramètres de l'orbite terrestre sont d'une importance cruciale. La périodicité des différents cycles orbitaux terrestres, relativement bien contraints au cours du temps (Laskar et al., 2004), permet, lorsque ces cycles sont reconnus dans l'enregistrement sédimentaire, d'estimer des durées de dépôts sur plusieurs millions d'années avec une précision inégalée (Lourens et al., 2004). Les interactions gravitationnelles entre les différents corps du Système Solaire provoquent des perturbations cycliques de l'orbite terrestre, ce qui modifie en retour la

répartition de l'insolation sur Terre et entraîne des modifications cycliques du climat enregistrées dans la sédimentation (Milankovitch, 1941 ; Hays et al., 1976). L'analyse des cycles sédimentaires liés aux cycles orbitaux doit alors permettre l'estimation de durées de dépôts des coupes par le simple comptage de ces cycles astronomiques. L'estimation de durées de périodes géologiques peut alors se faire à condition que les coupes étudiées soient bien datées stratigraphiquement, qu'il n'y ait pas de perturbation synsédimentaire ou de hiatus suffisamment longs pour masquer complètement l'enregistrement du cycle de référence, que ce cycle de référence ait une durée constante et connue avec précision et qu'il soit précisément identifié tout au long de l'intervalle étudié.

Les coupes du Bassin Vocontien (Sud-Est de la France) et du Domaine Subbétique (Sud-Est de l'Espagne) présentent, pour le Crétacé, d'épaisses alternances marnes-calcaires imputées à un forçage orbital (Cotillon et al., 1980 ; Sprenger & Ten Kate, 1993). Ces alternances se sont déposées dans des environnements hémipélagiques ce qui est optimal pour l'enregistrement continu de la sédimentation. Les intervalles étudiés ont été sélectionnés de façon à éviter au maximum les slumps ou autres perturbations synsédimentaires évidentes. Les coupes étudiées sont précisément contraintes par les données biostratigraphiques (Hoedemaeker & Leereveld, 1995 ; Reboulet & Atrops, 1999 ; Company et al., 2003 ; Hoedemaeker & Herngreen, 2003). Certaines d'entre elles sont des stratotypes d'étages ou candidates pour des stratotypes de limites d'étages (GSSP).

Les objectifs de ce travail sont donc d'estimer précisément les durées du Valanginien, de l'Hauterivien et de leurs subdivisions et d'établir un lien chronologique entre événements volcaniques et EEC. Au cours de ce travail, nous nous attacherons à comprendre les liens entre l'enregistrement sédimentaire des paramètres orbitaux terrestres et les changements environnementaux à court (<1 Ma) et moyen termes (< 10 Ma). Le premier chapitre portera sur le cadre stratigraphique et les changements environnementaux de l'intervalle Valanginien-Hauterivien. Il permettra notamment de comprendre dans quelle mesure un meilleur calage temporel contribuerait à affiner la compréhension des changements environnementaux ayant eu lieu au cours du Valanginien-Hauterivien. Le deuxième chapitre porte sur une revue des paramètres orbitaux terrestres. Le chapitre trois sera consacré au contexte géologique, ce qui nous permettra de justifier le choix des coupes étudiées au cours de ce travail. Le chapitre quatre sera consacré aux matériels et méthodes utilisées. Enfin, les chapitres cinq et six seront consacrés aux principaux résultats publiés au cours de ce travail respectivement pour le Valanginien et l'Hauterivien.

Chapitre 1

-

Environnements sédimentaires et cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien

Chapitre 1 : Environnements sédimentaires et cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien

1. Cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien

1.1. Les outils de datations utilisés par la GTS

1.1.1. Biostratigraphie

Un découpage biostratigraphique, fondé sur les faunes d'ammonites du domaine ouest-téthysien, fournit le cadre temporel de référence servant à définir les limites des étages du Valanginien et de l'Hauterivien. La base du Valanginien est placée à la première occurrence de *Tirnovella pertransiens*, la base de l'Hauterivien à la première occurrence d'*Acanthodiscus radiatus* et la base du Barrémien à la première occurrence de *Taveraidiscus hugii* (Fig. 1.1 ; Hoedemaeker et al., 2003 ; Reboulet et al., 2011). De nombreuses coupes hors domaines hémi-pélagiques montrent une rareté en spécimens d'ammonites. Aussi la zonation standard est-elle complétée par la biozonation des nannofossiles calcaires et, jusqu'à la limite Valanginien inférieur-Valanginien supérieur, par la biozonation des calpionelles (Fig. 1.1 ; Gradstein et al., 2012).

1.1.2. Magnétostratigraphie

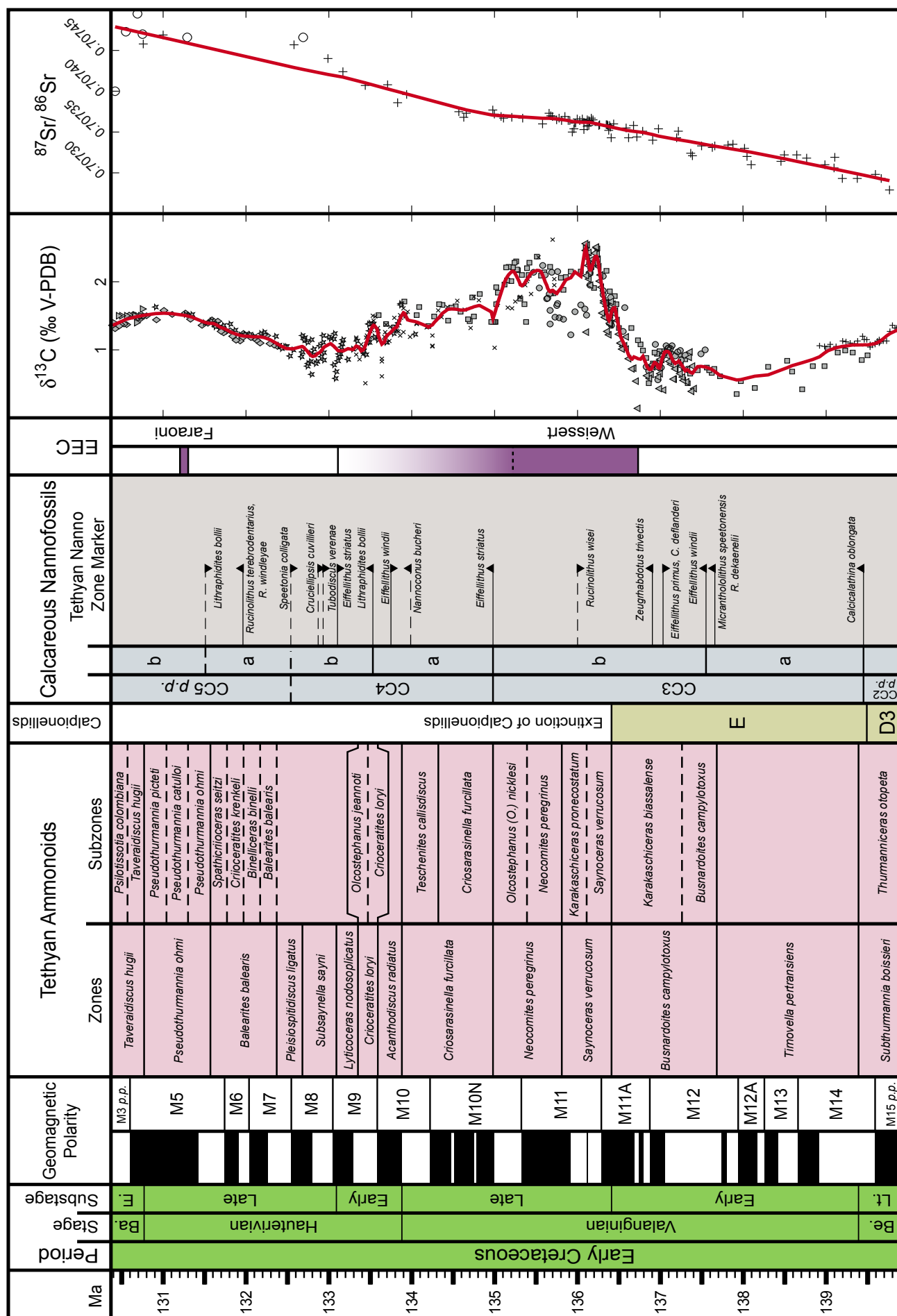
Le découpage du Valanginien et de l'Hauterivien en magnétochrons fait toujours débat du fait d'intercalibrations parfois difficiles entre coupes bien datées stratigraphiquement, mais inexploitablement par magnétostratigraphie, et coupes datées par magnétochrons mais fournissant peu de fossiles susceptibles de fournir un découpage biostratigraphique fiable.

La base du Valanginien est située dans le magnétochron M14r, d'après l'étude réalisée par Ogg et al. (1988) dans le Domaine Subbétique sur des coupes datées par biostratigraphie des ammonites, des calpionelles et des nannofossiles calcaires (Aguado et al., 2000).

La limite Valanginien-Hauterivien est successivement corrélée à la limite entre les magnétochrons M11r et M11n (Channell et al., 1995) ou à la limite entre les magnétochrons M10r-M10n (McArthur et al., 2007 ; Gradstein et al., 2012). Channell et al. (1995) placent la limite Valanginien-Hauterivien entre les premières apparitions de *Tubodiscus verenae* et *Lithraphidites bollii* (Fig. 1.2b), ce qui revient à positionner la première apparition de *Nannoconus bucheri* dans l'Hauterivien. Or, des travaux plus récents placent désormais la première apparition de *N. bucheri* dans le Valanginien sur la base des ammonites dans le Bassin Vocontien (Sprovieri et al., 2006 ; Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Gardin, 2008 ; Barbarin et al., 2012 ; Fig. 1.2a).

McArthur et al. (2007) se basent sur la première apparition de *L. bollii* pour placer la limite Valanginien-Hauterivien sur les coupes de la Formation de la Maiolica (Bassin d'Ombrie-Marche ; Italie centrale ; Fig. 1.2c). Toutefois, ce nannofossile calcaire apparaît dans la zone à *C. loryi* dans l'Hauterivien inférieur et ne peut servir de marqueur pour la limite Valanginien-Hauterivien (Thierstein, 1973 ; Hoedemaeker & Leereveld, 1995 ; Sprovieri et al., 2006 ; Gardin, 2008 ; Gradstein et al., 2012 ; Fig. 1.2a).

La coupe de Monte Acuto (Formation de la Maiolica) a fourni des données biostratigraphiques (ammonites et nannofossiles calcaires) et magnétostratigraphiques (Faraoni et al., 1997 ; Sprovieri et al., 2006). La base de la zone à *A. radiatus* correspond à la première apparition de *N. (T.) flucticulus*, un marqueur courant de la base de cette zone dans le domaine ouest-téthysien (Hoedemaeker & Leereveld,



1995 ; Reboulet, 1996), et correspond à la limite M10Nn.3n-M10Nn.2r (Sprovieri et al., 2006). Avec ce découpage, *N. bucheri* et *L. bollii* apparaissent respectivement dans le Valanginien et l'Hauterivien (Fig. 1.2d), en accord avec les observations effectuées dans d'autres bassins ouest-téthysiens (Thierstein, 1973 ; Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Gardin, 2008 ; Barbarin et al., 2012 ; Fig. 1.2a). Dans le cadre de cette étude, la limite entre les magnétochrons M10Nn.3n-M10Nn.2r est donc sélectionnée comme limite Valanginien-Hauterivien en accord avec Sprovieri et al. (2006).

L'Hauterivien se termine dans le magnétochron M5r (Channell et al., 1995 ; Fig. 1.2).

1.1.3. Chimiostratigraphie

Les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ et des isotopes du strontium permettent enfin d'affiner le cadre stratigraphique du Valanginien-Hauterivien (Fig. 1.1). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du Valanginien-Hauterivien décroissent depuis la sous-zone à *Thurmanniceras otopeta* (Berriasien supérieur) jusque dans le Valanginien inférieur (Emmanuel & Renard, 1993) pour atteindre deux minima dans la zone à *Tirnovella pertransiens* puis dans la zone à *Busnardoites campylotoxus* (Duchamp-Alphonse et al., 2007). Ce dernier minimum marque une petite excursion négative de 0,5‰ avant l'excursion positive majeure de 1,5 à 2‰ marquant le début de l'épisode Weissert (Cotillon & Rio, 1984 ; Lini et al., 1992 ; Hennig et al., 1999). Une phase de stabilisation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ s'ensuit de la zone à *S. verrucosum* à la zone à *Neocomites peregrinus* (Fig. 1.1). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ entament alors une lente décroissance qui s'achève à la base de l'Hauterivien supérieur, dans la zone à *Subsainella sayni* (van de Schootbrugge et al., 2000 ; Sprovieri et al., 2006). Enfin, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ augmentent progressivement jusqu'à atteindre un maximum à la fin de l'Hauterivien, à la transition entre les sous-zones à *Pseudothurmannia catulloi* et *Pseudothurmannia picteti*, peu après le niveau Faraoni (Company et al., 2005 ; Godet et al., 2006 ; Fig. 1.1).

Les valeurs de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentent le long de l'intervalle Valanginien-Hauterivien avec toutefois une nette rupture entre les zones à *S. verrucosum* et *N. peregrinus*, pendant la phase de plateau de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ (McArthur et al., 2007 ; Fig. 1.1).

1.2. Estimations de durées des étages et subdivisions du Valanginien-Hauterivien

1.2.1. Durées des étages

La principale évolution de la GTS2012 par rapport aux GTS 2004 et 2008 porte sur la méthode d'estimation de durées des étages Valanginien et de l'Hauterivien.

Lorsque ce travail a débuté en 2009, les durées des étages Valanginien-Hauterivien étaient basées sur les durées des magnétochrons, contraintes en partie par les données cyclostratigraphiques. La principale source d'incertitude venait du modèle d'expansion océanique utilisé (Ogg & Smith, 2004 ; Fig. 1.3). Pour l'intervalle Kimméridgien-Barrémien, ce modèle était fondé sur l'identification des magnétochrons M26n à M0r, précisément délimités sur le plancher océanique Pacifique (Nakanishi et al., 1989, 1992). Les points d'ancrage, établis à partir de rares âges radiométriques et sur des estimations de durées par cyclostratigraphie, permettaient d'établir un modèle grossier d'expansion du plancher océanique hawaïen pour l'intervalle Kimméridgien-Barrémien (Fig. 1.3).

◀ **Fig. 1.1.** Extrait de la GTS2012 sur l'intervalle Valanginien-Hauterivien. Les données de $\delta^{13}\text{C}$ du Bassin Vocontien sont lissées par régression LOWESS avec un coefficient de 3% à partir des travaux d'Emmanuel & Renard (1993) ; Hennig et al. (1999) ; van de Schootbrugge et al. (2000) ; Wissler et al. (2002) ; Godet et al. (2006) ; Duchamp-Alphonse et al. (2007) ; Gréselle et al. (2011) ; Kujau et al. (2012). Les données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont lissées par régression LOWESS avec un coefficient de 50% à partir des travaux de McArthur et al. (2007) et de Bodin et al. (2009). EEC : Episode of Environmental Changes (Föllmi, 2012). FAD : First Appearance Datum. LAD : Last Appearance Datum.

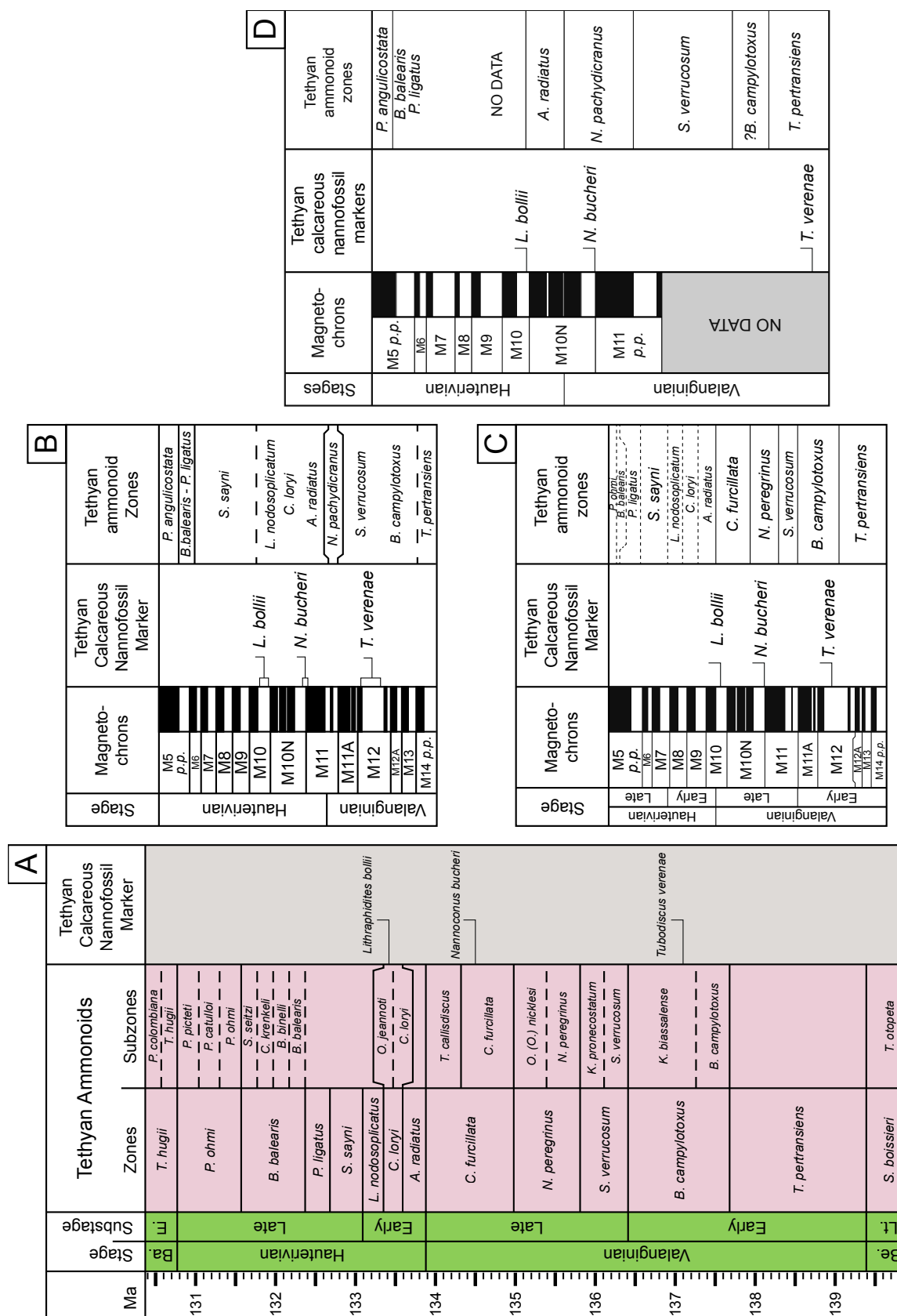


Fig. 1.2. Différentes propositions d'intercalibrations entre biostratigraphie et magnétostratigraphie. **A.** Corrélation entre faunes d'ammonites et bioévénements de nannofossiles calcaires dans le Bassin Vocontien (Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Gardin, 2008 ; Barbarin et al., 2012). **B.** Proposition de corrélation entre magnétochrons, bioévénements de nannofossiles calcaires et faunes d'ammonites téthysiennes (d'après Channell et al., 1995). **C.** Proposition de corrélation entre magnétochrons, bioévénements de nannofossiles calcaires et faunes d'ammonites téthysiennes (d'après McArthur et al., 2007). **D.** Proposition de corrélation entre magnétochrons, bioévénements de nannofossiles calcaires et faunes d'ammonites téthysiennes (d'après Sprovieri et al., 2006).

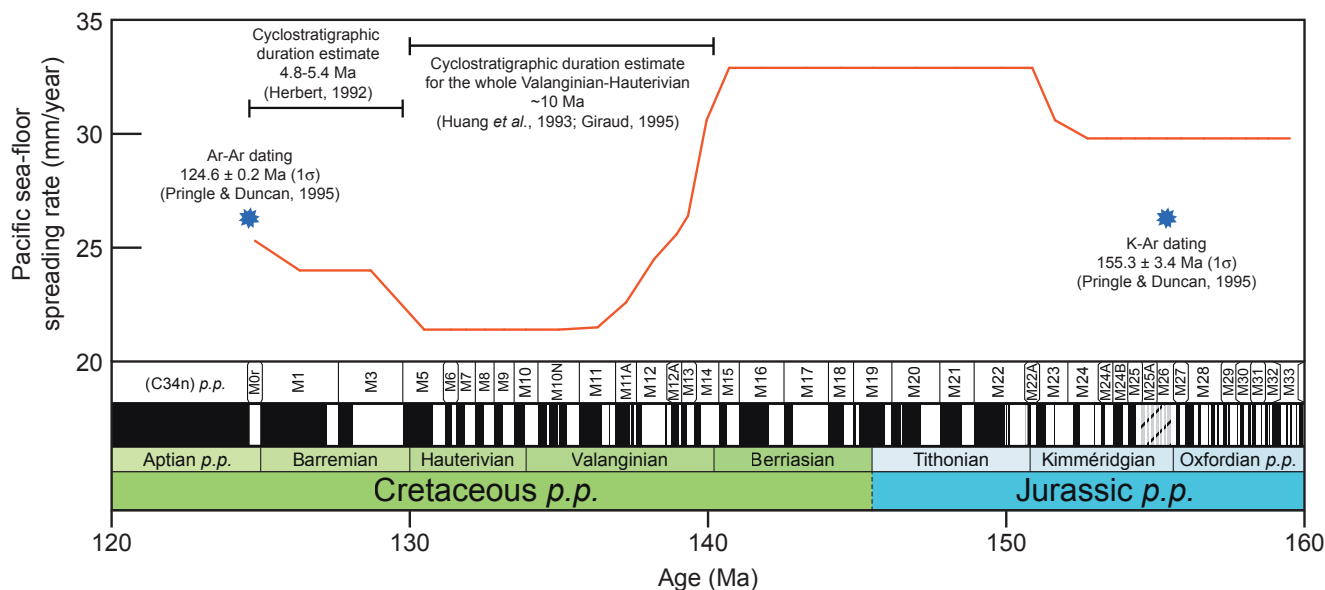


Fig. 1.3. Modèle de taux d'expansion océanique du plancher Pacifique dans l'intervalle Oxfordien-Aptien proposé par les GTS 2004 et 2008 (Gradstein et al., 2004 ; Ogg et al., 2008). Les points d'ancrage radiométriques et cyclostratigraphiques sont aussi indiqués.

La récente GTS2012 intègre désormais de nouveaux âges radiométriques dans l'intervalle Berriasien-Hauterivien (Mahoney et al., 2005 ; Aguirre-Urreta et al., 2008a ; Shimokawa, 2010). Un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $144,6 \pm 0,6$ Ma (2σ) est notamment obtenu à partir de plagioclases extraits de sills injectés dans des sédiments de la Shatsky Rise datés de la base du Berriasien à partir des faunes de nanfossiles calcaires et de radiolaires (Mahoney et al., 2005). Deux niveaux de cendres volcaniques de la Great Valley Formation (nommés MC180.5 et MC873A), positionnés dans l'intervalle Valanginien-Hauterivien à partir des faunes de nanfossiles calcaires (Bralower, 1990), sont datés par U-Pb sur zircons et ont fourni des âges respectifs de $137,62 \pm 0,21$ Ma et $133,51 \pm 0,22$ Ma (Shimokawa, 2010 ; incertitude : 2σ). Le niveau MC180.5 est situé au-dessus de la dernière apparition de *Rhagodiscus nebulosus* (i.e. base de la sous-zone à *T. otopeta* ; Aguado et al., 2000). En l'absence d'autres contraintes biostratigraphiques, ce niveau de cendre se positionnerait dans le Valanginien inférieur (Gradstein et al., 2012). Le niveau MC873A est situé au-dessus des premières apparitions de *N. bucheri* (F.O. : sous-zone à *C. furcillata* ; Duchamp-Alphonse et al., 2007) et de *Tegumentum stradneri* (F.O. : sous-zone à *T. callidiscus* ; Gardin, 2008), sous les dernières apparitions de *Cruciellipsis cuvillieri* (L.O. : zone à *S. sayni* ; Mutterlose, 1996) et de *Speetonia colligata* (L.O. : zone à *P. ligatus* ; Mutterlose, 1996) et sous la première apparition de *Rucinolithus terebrodentarius* (F.O. : zone à *S. sayni* ; Mutterlose, 1996). Le niveau MC873A se positionnerait donc entre les zones à *C. furcillata* et *S. sayni*.

Un dernier niveau de cendre volcanique issu de la Formation de Mendoza dans le Bassin de Neuquén est daté par U-Pb sur zircons à $132,5 \pm 1,3$ Ma (Aguirre-Urreta et al., 2008a ; incertitude : 2σ). Ce niveau de cendre est positionné à la base de la zone à *S. sayni* (Hauterivien supérieur) sur la base de son contenu faunistique et du $\delta^{13}\text{C}$ (Bown & Concheyro, 2004 ; Aguirre-Urreta et al., 2008b), en accord avec les observations réalisées dans le domaine ouest-téthysien (Thierstein, 1973 ; Bulot et al., 1992 ; van de Schootbrugge et al., 2000 ; Sprovieri et al., 2006).

Par ailleurs, des durées d'étages obtenues par cyclostratigraphie ont été couplées à ces âges radiométriques (Huang et al., 1993 ; Giraud, 1995 ; Giraud et al., 1995 ; Bodin et al., 2006a ; Sprovieri et al., 2006 ; Gradstein et al., 2012). Les travaux intégrés dans la GTS2012 conduisent à des durées du Valanginien variant entre ~5,3 Ma (Ogg & Hinnov, 2012) et 6,4 Ma (Giraud et al., 1995 ; Sprovieri et al., 2006). Ces différences d'estimations proviennent soit des critères utilisés pour définir la base et le

sommet du Valanginien, de la précision du contrôle biostratigraphique, ou encore de la méthode utilisée pour l'estimation de durées.

À titre d'exemple, [Sprovieri et al. \(2006\)](#) estiment la durée du Valanginien à 6,9 Ma sur la base de la reconnaissance du cycle de la grande excentricité sur $\delta^{13}\text{C}$ dans la formation de la Maiolica (Bassin de Marche-Ombrie, Italie centrale). Dans cette dernière étude, la base du Valanginien est placée à la première occurrence du nannofossile calcaire *Calcicalathina oblongata*, des risques de confusion existant pour le marqueur traditionnel de la base du Valanginien (l'ammonite *T. pertransiens* ; [Bulot, 1996](#)). Toutefois, *C. oblongata* peut lui-même être confondu avec *C. praeoblongata* qui apparaît dans la zone à *S. boissieri* dans le Sud-Est de l'Espagne ([Hoedemaeker & Leereveld, 1995](#) ; [Aguado et al., 2000](#)). Le $\delta^{13}\text{C}$ montre heureusement des tendances communes entre le Sud-Est de la France et la formation de la Maiolica ([Fig. 1.4](#)), ce qui permet de trancher entre ces deux choix de limite ([Emmanuel & Renard, 1993](#) ; [Sprovieri et al., 2006](#) ; [Morales et al., 2013](#)). Sur la base du $\delta^{13}\text{C}$, la limite inférieure du Valanginien peut être replacée à la base de la zone à *T. pertransiens* dans la Maiolica ([Fig. 1.4](#)). Cette nouvelle définition du Valanginien couplée à la calibration orbitale de [Sprovieri et al. \(2006\)](#) conduisent à une estimation de durée du Valanginien de 5,2 Ma.

Cette durée est proche de celle de 5,3 Ma estimée par Huang et al. (comm. pers. dans [Gradstein et al., 2012](#)) sur la base de l'identification du cycle de la grande excentricité à partir de forages en Mer de Norvège, malheureusement mal contraints par les données biostratigraphiques. Des durées obtenues d'après le comptage des alternances marnes-calcaires du Bassin Vocontien varient de 5,2 Ma ([Huang et al., 1993](#)) à 6,4 Ma ([Giraud, 1995](#) ; [Giraud et al., 1995](#)). Ces différences sont dues à la difficulté d'individualiser les alternances marnes-calcaires, alors que le contraste lithologique diminue dans le Valanginien moyen (voir [chp. 3](#)) et par des interprétations divergentes sur le paramètre orbital à l'origine des alternances en l'absence de l'identification des cycles de l'excentricité. Pour le moment, une durée moyenne de 5,5 Ma est retenue par la GTS2012.

En ce qui concerne l'Hauterivien, plusieurs estimations de durée ont été proposées. Elle varient de 3,6 Ma sur la base de l'identification de la grande excentricité dans la Maiolica ([Sprovieri et al., 2006](#)) à 5,3 Ma sur la base du comptage d'alternances marnes-calcaires dans le Bassin Vocontien ([Huang et al., 1993](#) ; [Giraud, 1995](#) ; [Fiet et al., 2006](#)). Les limites des étages sont contraintes par des indicateurs biostratigraphiques identiques (nannofossiles calcaires, ammonites). Ces différences peuvent alors s'expliquer par des interprétations divergentes sur le paramètre orbital à l'origine des alternances marnes-calcaires ou par la possible existence de hiatus dans la Maiolica, dans laquelle on peut observer le développement de nombreux stylolithes qui suggèrent une dissolution significative des carbonates ([Faraoni et al., 1997](#)). La GTS2012 fixe une durée provisoire de 3,1 Ma pour l'Hauterivien.

1.2.2. Durée des zones d'ammonites

Actuellement, les durées des zones d'ammonites sont fondées sur les durées des étages estimées par cyclostratigraphie et sur une augmentation linéaire des valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ([McArthur et al., 2007](#) ; [Fig. 1.1](#)). Les variations constatées sur la pente de la courbe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mise en regard de la stratigraphie sont interprétées comme des variations du taux de sédimentation. Ce modèle simple permet en première approche de prendre en compte les variations du taux de sédimentation à court terme et d'estimer ainsi des durées de zones d'ammonites. Toutefois, [McArthur et al. \(2007\)](#) reconnaissent l'existence d'un intervalle de stabilisation des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre les zones à *S. verrucosum* et *N. peregrinus*, traduisant une rupture de pente de la courbe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indépendante des variations du taux de sédimentation. Par ailleurs, la courbe de strontium présentant une résolution moindre dans l'Hauterivien supérieur, les durées des zones d'ammonites de l'Hauterivien supérieur sont basées sur des estimations cyclostratigraphiques par comptages d'alternances marnes-calcaires ([Bodin et al., 2006a](#)).

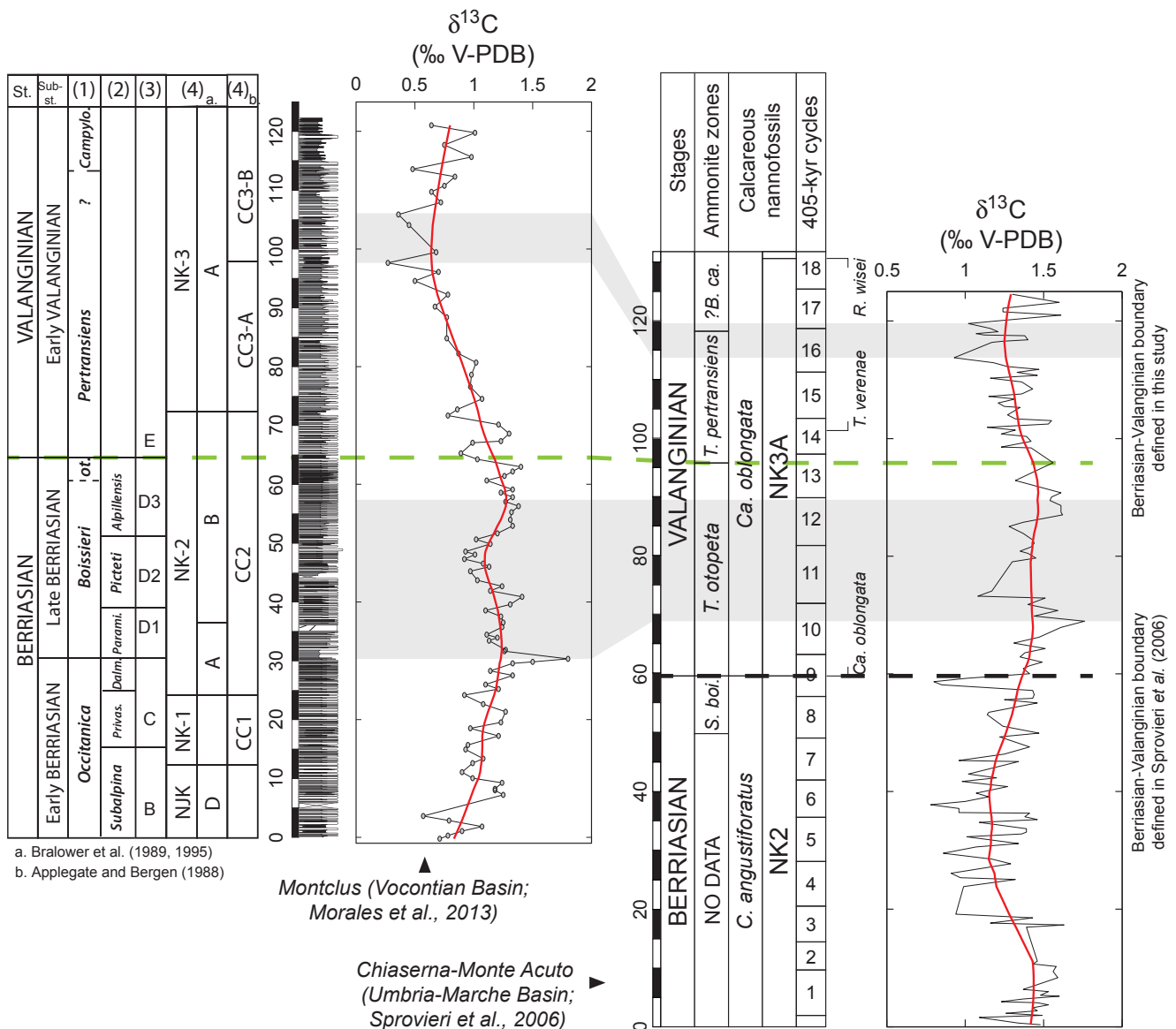


Fig. 1.4. Corrélation entre les coupes de Chiaserna-Monte Acuto (Bassin de Marche-Ombrie) et de Montclus (Bassin Vocontien) basées sur le $\delta^{13}\text{C}$. La ligne verte, positionnée à l'aide du $\delta^{13}\text{C}$ et des faunes d'ammonites, indique la définition de la base du Valanginien utilisée dans cette étude. Montclus : zonation par faune d'ammonites d'après [Le Hégarat \(1971\)](#) ; lithologie, $\delta^{13}\text{C}$ et zonation par calpionelles et nannofossiles calcaires d'après [Morales et al. \(2013\)](#). Chiaserna-Monte Acuto : zonation d'ammonite d'après [Faraoni et al. \(1997\)](#), zonation par nannofossiles calcaires, $\delta^{13}\text{C}$ et découpage des cycles 405 ka d'après [Sprovieri et al. \(2006\)](#). Les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ sont lissées par régression LOWESS avec un coefficient de 20%. Note : la base de *T. otopeta* à Chiaserna-Monte Acuto est basée sur la première apparition de *S. boissieri*.

1.2.3. Limites des méthodes utilisées et perspectives pour ce travail

Au final, les rares âges radiométriques présentent des incertitudes importantes liées soit à la méthode utilisée (Aguirre-Urreta et al., 2008a), soit au positionnement de l'âge obtenu sur la stratigraphie (Shimokawa, 2010). Par ailleurs, les durées obtenues grâce à l'analyse cyclostratigraphique nécessitent d'être confrontées à des durées obtenues dans des bassins présentant un cadre biostratigraphique bien contraint (Sprovieri et al., 2006 ; Ogg & Hinnov, 2012), de façon à affiner les durées proposées pour les biozones (McArthur et al., 2007). Malgré plusieurs tentatives de calibrations du Valanginien-Hauterivien dans le Sud-Est de la France, les cycles de l'excentricité ne sont pas encore formellement identifiés par traitement statistique (Huang et al., 1993 ; Giraud, 1995 ; Duchamp-Alphonse, 2006 ; Gréselle & Pittet, 2010), limitant la précision de ces estimations de durées. Au cours de ce travail, les calibrations astronomiques seront basées sur les cycles de l'excentricité identifiés par traitement statistiques de

données physiques et minéralogiques liées aux variations paléoclimatiques sur des coupes précisément datées par biostratigraphie. Des corrélations interbassins seront proposées sur la base de ces calibrations astronomiques.

2. Changements environnementaux et climatiques au Valanginien-Hauterivien

2.1. Cadre géodynamique

Le Crétacé inférieur, marqué par la poursuite de l'ouverture de la Téthys et de l'Atlantique central, s'inscrit dans une tendance générale à la dislocation de la Pangée initiée au Jurassique (Stampfli & Borel, 2002). Durant cette période, de nombreux bassins intracontinentaux se développent en Europe (Mer de Norvège ; Surlyk, 2003 ; Mer du Nord ; Ziegler, 1990 ; Bassin de Basse-Saxe ; Mutterlose & Bornemann, 2000 ; Pologne ; Kutek, 2001 ; Espagne ; Platt, 1989), dans l'Atlantique Nord (Soares et al., 2012) et Sud (Chaboureau et al., in press), entre la Mongolie et le Japon (Watson et al., 1987 ; Traynor & Sladen, 1995 ; Chough et al., 2000), en Afrique centrale (Guiraud & Maurin, 1992), en Australie (Hill, 1995) et dans le Western Interior Basin (Sames et al., 2010).

L'intervalle Valanginien-Hauterivien est marqué par le paroxysme de l'activité volcanique de la province magmatique majeure (*Large Igneous Province* ou LIP) du Paraná-Etendeka. La mise en place de ces trapps, localisés entre l'Amérique du Sud et le Sud-Ouest de l'Afrique constitue les prémices de l'ouverture de l'Atlantique Sud, initiée au cours de l'Aptien-Albien (Moulin et al., 2005). Les trapps du Paraná-Etendeka sont notamment liés à la mise en place du panache mantellique Tristan da Cunha, associé aux provinces magmatiques du Rio Grande Rise et de Walvis Ridge (O'Connor & Duncan, 1990). L'activité volcanique à l'origine des trapps débute à $-134,3 \pm 0,8$ Ma, atteint un paroxysme de -132 à -130 Ma, et s'achève vers -127 Ma (Kirstein et al., 2001 ; Moulin et al., 2010 ; Janasi et al., 2011). Durant cette période, un volume estimé à $2,3 \text{ Mkm}^3$ a été déversé sur une surface de $1,5 \text{ Mkm}^2$ (Courtilot & Renne, 2003). Sur la base de ces estimations de volume, le flux de CO_2 dégagé au cours de cet événement est évalué à $3,1 \times 10^8 \text{ kg/an}$ (van de Schootbrugge, 2001). À titre de comparaison, les flux de CO_2 liés à l'activité du plateau Ontong Java, à l'origine de l'OAE-1a dans l'Aptien, est estimé à $8,8 \times 10^{11} \text{ kg/an}$ tandis que le flux de CO_2 lié à l'activité des plateaux des Caraïbes et de Madagascar, à l'origine de l'OAE-2 à la limite Cénomanién-Turonien, est estimé entre 4,5 et $17 \times 10^{12} \text{ kg/an}$ (Kuroda et al., 2007 ; Misumi et al., 2009).

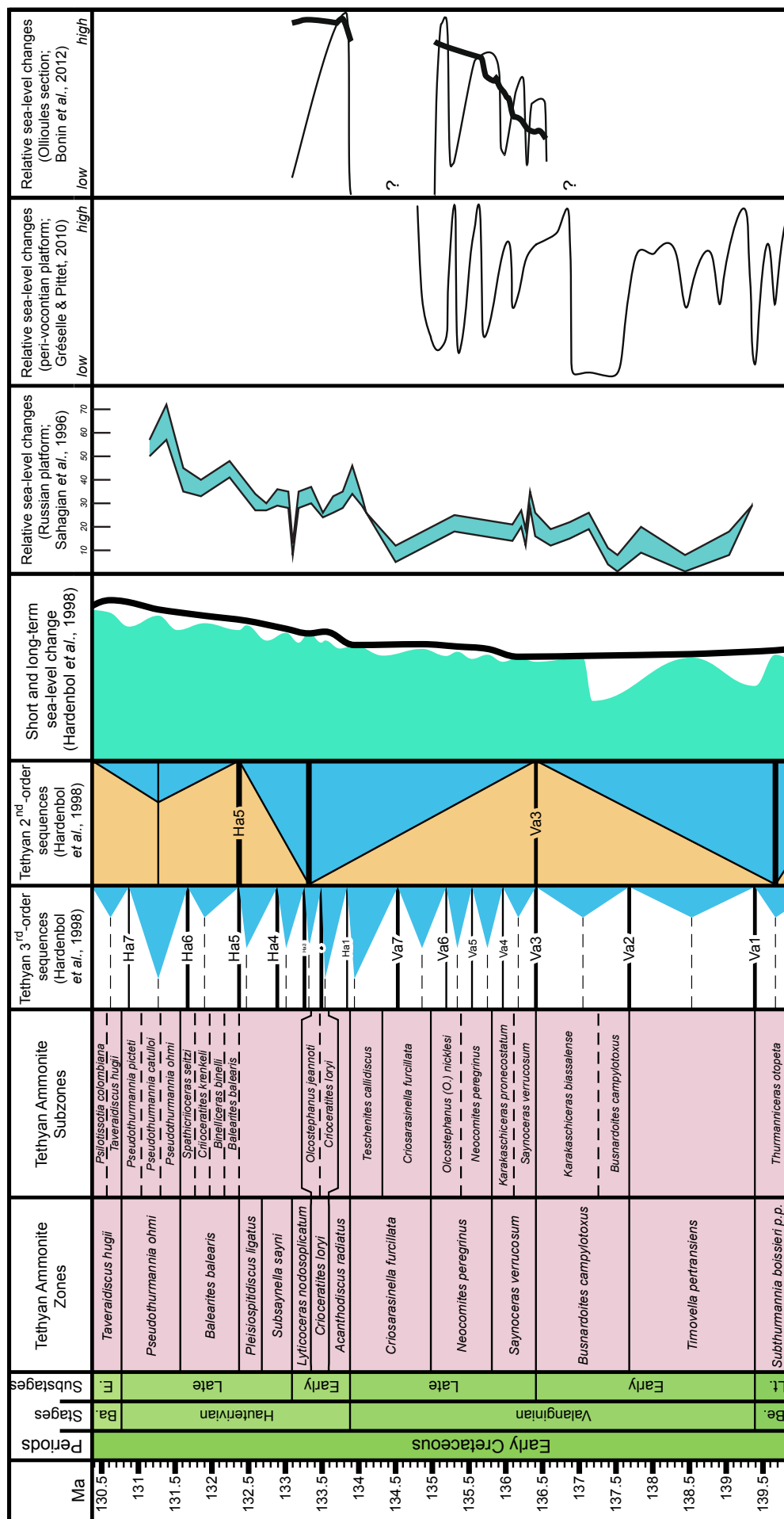
2.2. Cadre eustatique

L'intervalle du Valanginien-Hauterivien s'inscrit dans une tendance à long terme à l'augmentation du niveau marin depuis le Berriasien jusqu'au Cénomanién-Turonien, avec toutefois la possible présence d'un bas niveau marin enregistré dans la zone à *B. campylotoxus* et d'un haut niveau marin dans l'Hauterivien terminal (Hardenbol et al., 1998 ; Fig. 1.5).

Au 2^e ordre, plusieurs phases de transgression d'origine eustatique sont bien documentées à l'échelle européenne :

- la partie inférieure de la zone à *T. pertransiens* est marquée par des incursions marines bien documentées dans le Nord-Ouest de l'Europe. Dans le Bassin de Basse-Saxe, des argiles riches en ammonites téthysiennes *Platylenticeras* reposent sur des formations lacustres aux eaux saumâtres

Fig. 1.5. Séquences de 2^e et 3^e ordres (Hardenbol et al., 1998) et différentes hypothèses de reconstitutions du niveau marin relatif au Valanginien-Hauterivien (Sahagian et al., 1996 ; Hardenbol et al., 1998 ; Gréselle & Pittet, 2010 ; Bonin et al., 2012). ►



(Mutterlose & Bornemann, 2000). La forte extension des faciès externes sur la plate-forme du Jura va dans le sens d'une transgression au début de la zone à *T. pertransiens* (Fig. 1.5 ; Gréselle & Pittet, 2010 ; Morales et al., 2013).

- la base du Valanginien supérieur est marquée par un événement d'ennoiement de plate-forme (Wortmann & Weissert, 2000) et par des échanges de faunes boréales et téthysiennes. En domaine téthysien, on constate l'invasion du genre d'ammonite boréale *Dichotomites*, tandis qu'en domaine boréal, on observe l'arrivée de *Saynoceras* (Bassin de Basse-Saxe, Kemper et al., 1981). Cet événement d'ennoiement couplé à ces échanges fauniques entre provinces téthysiennes et boréales sont interprétés comme les conséquences d'une hausse du niveau marin (Kemper et al., 1981).

- la base de l'Hauterivien inférieur est marquée par une incursion marine, riche en ammonites *A. radiatus*, sur des formations déposées en milieu continental ou littoraux dans le Bassin de Paris, alors peu subsidant (Brunet & Le Pichon, 1982 ; Pernet, 1983). Une telle incursion est marquée sur le Seuil de Bourgogne, en Provence, dans le Bassin de Basse Saxe et dans le Bassin de Paris par l'arrivée des faunes de bryozoaires, entre les sous-zones à *T. callidiscus* et la zone à *A. radiatus*, migrant depuis les plates-formes du Jura (Walter, 1996). L'extension des dépôts offshore dans le Sud-Est de la France marque par ailleurs l'ennoiement des plates-formes péri-vocontiennes (Hennig-Fischer, 2003 ; Gréselle & Pittet, 2010). Une telle phase de transgression est observée sur la plate-forme Provençale (Bonin et al., 2012) et sur la plate-forme russe (Sahagian et al., 1996 ; Fig. 1.5)

- la base de l'Hauterivien supérieur (zone à *S. sayni*) est marquée par une extension des domaines marins dans le Bassin de Basse-Saxe (Mutterlose & Bornemann, 2000). Sur la plate-forme russe, tectoniquement stable et marquée par de faibles taux de sédimentation durant le Crétacé inférieur, la base de l'Hauterivien supérieur marque le retour à des faciès marins qui se déposent sur une surface d'érosion généralisée. Le maximum d'ennoiement se produit dans ce domaine à la base de l'Hauterivien supérieur (Sahagian et al., 1996 ; Fig. 1.5).

- l'Hauterivien terminal (zone à *P. ohmi*) est marqué par le dépôt d'horizons riches en matière organique au moins à l'échelle de la Téthys occidentale, probablement liée à un maximum d'ennoiement de deuxième ordre (Hardenbol et al., 1998 ; Baudin, 2005). Il est par ailleurs associé à un événement d'ennoiement de la plate-forme helvétique (Bodin et al., 2006b) et sur la plate-forme russe (Sahagian et al., 1996 ; Fig. 1.5).

Les phases de régression de deuxième ordre sont les suivantes :

- la régression de la zone à *T. otopeta* est bien documentée sur l'ensemble des plates-formes péri-vocontiennes datées par biostratigraphie et/ou chimiostratigraphie (Hennig-Fischer, 2003 ; Morales et al., 2013).

- la régression de la zone à *B. campylotoxus* est notamment marquée sur les plates-formes helvétiques par une phase d'extension des paléosols sur les domaines marins datée soit de la transition *B. campylotoxus*/*K. biassalense* (Gréselle & Pittet, 2010 ; Fig. 1.5), soit de la transition *T. pertransiens*/*B. campylotoxus* (Morales et al., 2013). Dans les Carpathes, ce dernier intervalle correspond à l'événement Oravice, marqué par une extension des faciès turbiditiques dans un contexte de baisse du niveau marin (Reháková, 2000). De nombreux bassins sont marqués par la progradation des faciès fluvio-deltaïques, entre la zone à *B. campylotoxus* et la limite Valanginien inférieur-supérieur, interprétés comme une baisse du niveau marin (Gréselle & Pittet, 2010). Toutefois, la plupart de ces bassins sont affectés par une forte activité tectonique et il est difficile de faire la part entre l'origine tectonique et eustatique de ces événements (Saadi et al., 1994). Par ailleurs, Habib (1979), par l'analyse des palynomorphes, reporte une hausse des apports terrigènes dans le Valanginien du domaine atlantique, et il n'est pas exclu que ces changements aient une origine climatique.

- l'intervalle *K. pronecostatum* – *T. callidiscus* est marqué par un hiatus ou des zones condensées sur la plupart des domaines boréaux (voir la synthèse de Hoedemaeker & Herngreen, 2003) et sur les

plates-formes péri-vocontiennes (Reboulet, 1996 ; Hennig-Fischer, 2003 ; Bonin et al., 2012), interprétées comme une chute du niveau marin à la fin du Valanginien (Hennig-Fischer, 2003 ; Gréselle & Pittet, 2010 ; Bonin et al., 2012). Sur la plate-forme russe, des hardgrounds se développent alors que ne subsistent plus que des faunes endémiques, traduisant de faibles connexions entre bassins, ce qui est là encore interprété comme résultant d'un bas niveau marin (Baraboshkin et al., 2003).

- La régression de l'Hauterivien inférieur, zone à *L. nodosoplicatum*, est documentée dans le Bassin de Basse-Saxe par une extension des faciès continentaux sur des faciès marins (Mutterlose & Bornemann, 2000). Sur la plate-forme russe, une surface d'érosion généralisée à l'ensemble du bassin marque une régression importante à la fin de l'Hauterivien inférieur (Sahagian et al., 1996).

Pour résumer, 5 phases majeures de hausse du niveau marin se produisent pour l'intervalle Valanginien/Hauterivien : la base de *T. pertransiens*, la zone à *S. verrucosum*, la zone à *A. radiatus*, la base de l'Hauterivien supérieur et la zone à *P. ohmi* à la fin de l'Hauterivien. Ces périodes alternent avec des périodes de bas niveau marins majeurs : la sous-zone à *T. otopeta*, la zone à *B. campylotoxus*, la partie supérieure du Valanginien, et la zone à *L. nodosoplicatum*. Du fait d'une forte extension des zones non-préservées et d'une forte activité tectonique dans les domaines atlantiques et téthysiens, les périodes de fortes régressions au Valanginien sont encore mal datées ou font encore débat.

2.3. Variations climatiques au Valanginien-Hauterivien

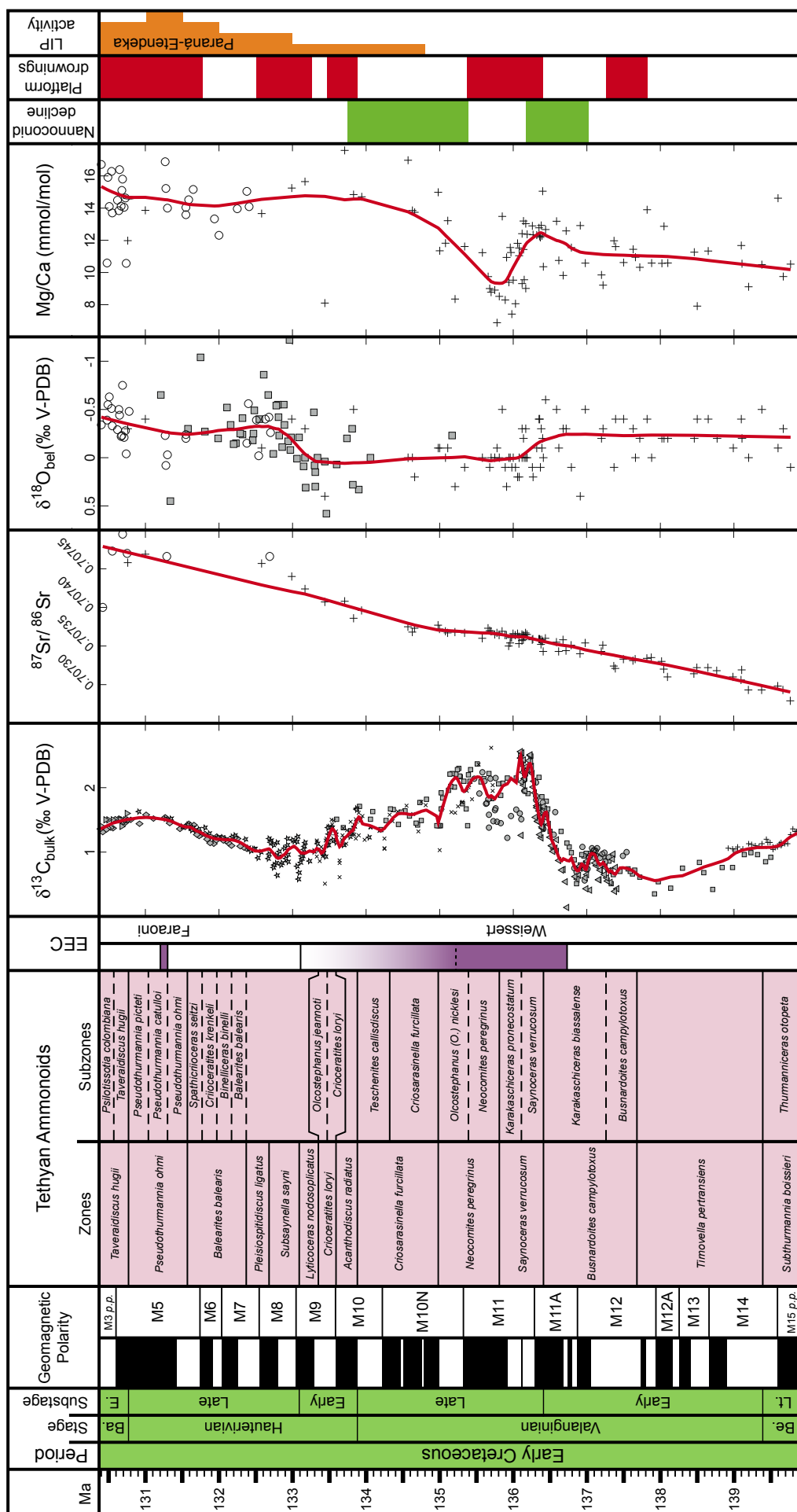
Föllmi (2012) propose un modèle intégrant changements climatiques et eustatiques.

Les changements de température à long-terme au Valanginien font encore débat, les différents indicateurs utilisés donnant des interprétations divergentes (e.g. McArthur et al., 2007 ; Littler et al., 2011). À l'inverse, les périodes humides et arides sont davantage comprises à partir de l'analyse des cortèges argileux, des palynofaciès, des communautés fauniques en domaine de bassin et de plate-forme. Le Crétacé est généralement associé à un climat de type greenhouse, culminant à la transition Cénomani-Turonien, bien qu'il puisse être entrecoupé de périodes icehouse (Price, 1999). Le climat du pourtour téthysien est considéré comme favorable au développement d'un phénomène de mousson, avec un océan équatorial –la Téthys– et des masses continentales tropicales –le domaine ouest-téthysien (Lloyd, 1982).

Les périodes humides, particulièrement hydrolysantes, sont associées à un phénomène de mousson plus intense (Park & Oglesby, 1994). Elles se caractérisent par une circulation atmosphérique plus importante, permettant des précipitations accrues sur les continents (Barron et al., 1985). Un important réseau fluvial parsemé de lacs se développerait, favorisé par le contexte de rifting généralisé. Ces précipitations en domaine continental entraîneraient en outre un stockage d'eau douce important, sous forme de lac ou de nappes phréatiques, favorable à une baisse du niveau marin et se traduisant par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des taxons planctoniques (Föllmi, 2012).

Par ailleurs, l'intensification de la circulation atmosphérique serait couplée à une circulation océanique plus dynamique, pouvant être marquée par la mise en place de courant d'upwellings et l'arrivée de courants froids locaux (Lloyd, 1982). Au final, l'intensification des circulations atmosphériques et océaniques aboutirait à des fluctuations locales des signaux du $\delta^{18}\text{O}$, entraînant des interprétations divergentes sur les changements de température d'une coupe à l'autre. À l'inverse, les variations d'humidité/aridité semblent pouvoir se corréliser au moins à une échelle régionale (Föllmi, 2012).

D'un point de vue environnemental, le Valanginien et l'Hauterivien sont marqués par un fort déclin de la production carbonatée néritique et pélagique en domaine Téthysien et dans l'Atlantique (Fig. 1.6 ; Föllmi et al., 1994 ; Weissert et al., 1998 ; Föllmi, 2012).



Legend:	
$\delta^{13}\text{C}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, Mg/Ca
▽ Wissler et al. (2002) ◆ Godel et al. (2006) ☆ van de Schootbrugge et al. (2000) × Hennig et al. (1999) ▲ Kijau et al. (2012) ● Gréselle et al. (2011) ■ Duchamp-Alphonse et al. (2007) + Emmanuel & Renard (1993)	○ Bodin et al. (2009) ■ van de Schootbrugge et al. (2000) + McArthur et al. (2007)

Sur la plate-forme helvétique, la transition Berriasien-Valanginien est marquée dans un premier temps par le remplacement de communautés photozoans par des communautés heterozoans (Morales et al., 2013). Cinq phases de crise des plates-formes s'ensuivent, interprétées comme des événements d'enneigement (ou *drowning event* ; Fig 1.6) datées de :

- la transition entre les zones à *T. pertransiens* et à *B. campylotoxus*,
- la transition Valanginien inférieur/Valanginien supérieur,
- la transition Valanginien/Hauterivien,
- la transition Hauterivien inférieur/Hauterivien supérieur,
- la transition Hauterivien/Barrémien.

Ces événements d'enneigement sont entrecoupés par des reprises temporaires de la production carbonatée des plates-formes constituées essentiellement de communautés heterozoans. Enfin, le Barrémien supérieur est marqué par le retour à des plates-formes bien développées constituées de communautés photozoans ; ces plates-formes constituent le faciès urgonien (Godet et al., 2010). Ces phases d'enneigement sont associées à des phases de transgression (Föllmi et al., 2006), et à des apports en éléments détritiques et en nutriments plus importants (Föllmi et al., 1994).

2.4. La transition Berriasien-Valanginien

Le Crétacé inférieur voit l'extension d'environnements lacustres et de plaines alluviales (Föllmi, 2012). En Europe de l'Ouest notamment, les faciès alluviaux ou deltaïques du Wealdien remplacent dès le Berriasien les faciès d'eaux saumâtres, hypersalins ou lacustres du Purbeckien (Allen & Wimbledon, 1991). De tels environnements alluviaux se mettent en place vers la transition Berriasien-Valanginien sur l'ensemble des bassins intracontinentaux précédemment cités. Par ailleurs, dans les domaines atlantiques et téthysiens, le Valanginien, marqué par des apports fluviaux plus importants vers les domaines marins (Habib, 1979 ; Weissert et al., 1998 ; Pernet, 1983). L'analyse des pollens et des cortèges argileux dans les domaines atlantiques et téthysiens à la transition Berriasien-Valanginien indique un passage progressif vers des conditions plus humides et plus hydrolysantes (Habib, 1979 ; Sladen & Batten, 1984 ; Deconinck, 1992). Sur la plate-forme du Jura, cela se traduit par un remplacement des communautés photozoans par des communautés heterozoans (Föllmi & Godet, 2013). Ces conditions humides seraient maximales dans un premier temps dans la partie supérieure de la zone à *T. pertransiens*, avec un maximum d'apport en kaolinite vers les bassins sur cet intervalle (Duchamp-Alphonse et al., 2011 ; Morales et al., 2013). Ces conditions climatiques atteindraient un paroxysme à la transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (Duchamp-Alphonse et al., 2011), avant de passer à des conditions de plus en plus arides de la partie supérieure du Valanginien jusque dans l'Hauterivien supérieur. Ce climat plus humide est aussi marqué par une hausse des niveaux trophiques accompagnée par davantage d'apports en nutriments vers le bassin. Ainsi, le sommet de la zone à *T. pertransiens* est marqué par une plus forte abondance des nannofossiles mésotrophiques au détriment des taxons oligotrophiques (Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Pauly et al., 2012). Dans le Bassin Vocontien, les plus fortes abondances en taxons eutrophiques ont lieu alors que la teneur en kaolinite atteint un maximum (Duchamp-Alphonse et al., 2011). C'est aussi dans cet intervalle qu'est daté le premier épisode de *drowning event*, limité à la plate-forme du Jura (Föllmi et al., 2006 ; Fig. 1.6).

◀ Fig. 1.6. Synthèse illustrant les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$ et Mg/Ca du Bassin Vocontien, les phases de crise des nannoconidés (Barbarin et al., 2012), les phases d'enneigement de plates-formes (Föllmi et al., 2006), et la phase d'activité du Paraná-Etendeka (Moulin et al., 2010 ; Janasi et al., 2011). La courbe de $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ est lissée par régression LOWESS avec un coefficient de 3%, la courbe de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par régression LOWESS avec un coefficient de 50% et les courbes de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$ et Mg/Ca par régression LOWESS avec un coefficient de 20%.

2.5. L'épisode Weissert

La deuxième phase de *drowning event* à la transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur coïncide avec une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ de 2‰ enregistré à l'échelle globale, aussi bien dans les carbonates marins que dans la matière organique terrestre (Cotillon & Rio, 1984 ; Gröcke et al., 2005). Cette excursion isotopique, dénommée épisode Weissert, démarre dans la sous-zone à *B. campylotoxus* par une petite excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ puis atteint son maximum dans la sous-zone à *S. verrucosum* (Fig. 1.6). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ restent élevées dans la zone à *N. peregrinus* puis diminuent progressivement jusqu'à atteindre un minimum à la base de l'Hauterivien supérieur (van de Schootbrugge et al., 2000 ; Fig 1.6). L'excursion isotopique s'accompagne par ailleurs d'une augmentation du $\Delta_{\text{carb-plantes}}$ de 2‰, interprété comme la résultante d'une diminution de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique datée de la zone à *N. peregrinus* (Gröcke et al., 2005), corroborée par l'analyse des isotopes du carbone sur des paléosols en Chine, malheureusement mal datés (Huang et al., 2012).

L'épisode Weissert est en outre associé à une série de remplacements de communautés et de crises biologiques. La phase d'ennoiement en plate-forme marque un arrêt de la production carbonatée sur la plupart des domaines néritiques ouest-téthysiens et atlantiques (Wortmann & Weissert, 2000 ; Föllmi et al., 2006). Seules subsistent des plates-formes isolées dans le Valanginien supérieur (Bonin et al., 2012). L'épisode Weissert est aussi caractérisé par une chute drastique de la production carbonatée en domaine pélagique, marquée par le déclin des nannoconidés, alors principal producteur pélagique (Erba & Tremolada, 2004 ; Fig. 1.6). La transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur est caractérisée par l'arrivée de taxons de bélemnites, d'ammonites et de nannofossiles boréaux en domaine téthysien (Thieuloy, 1973 ; Rawson, 1994 ; Reboulet, 1996 ; Melinte & Mutterlose, 2001 ; Janssen & Clément, 2002). Ainsi, une excursion de taxons de nannofossiles boréaux est observée dans la zone à *S. verrucosum* en Roumanie (Melinte & Mutterlose, 2001). En outre, la migration des taxons d'ammonites boréales vers le domaine téthysien marque la transition Valanginien inférieur/supérieur (Rawson, 1994 ; Bulot, 1996), avec notamment l'arrivée du genre *Dichotomites* et se poursuit dans les sous-zones à *N. peregrinus* et à *T. callidiscus*, marquées par deux nouveaux épisodes d'arrivée de *Dichotomites* (Reboulet & Atrops, 1995). Les domaines boréaux du Nord-Ouest de l'Europe marquent quant à eux une arrivée des faunes d'ammonites téthysiennes à la transition Valanginien inférieur-supérieur uniquement (Kemper et al., 1981). Une extinction des taxons de bélemnites téthysiennes accompagnée par un remplacement des taxons boréaux se produit dans la sous-zone à *S. verrucosum* dans le Bassin Vocontien (Janssen & Clément, 2002). La zone à *N. peregrinus* des plates-formes du Jura et de Provence montre une diminution de la richesse spécifique, marquant ainsi une crise des faunes de bryozoaires (Walter, 1989, 1991). Sur la plate-forme provençale, la base de cette même zone à *N. peregrinus* est caractérisée par la présence du faciès *Tubiphytes*, reflétant probablement une faible diversité, favorisant le développement de microbialites (Bonin et al., 2012).

Par ailleurs, l'épisode Weissert se caractérise par une série de changements minéralogiques et géochimiques. L'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur rostrés de bélemnites se stabilise de la sous-zone à *K. pronecostatum* jusqu'à la sous-zone à *O. (O.) nicklesi* (McArthur et al., 2007), en concomitance avec la diminution de la teneur en kaolinite observée dans la fraction argileuse des sédiments héli-pélagiques du Bassin Vocontien (Fesneau, 2008 ; Duchamp-Alphonse et al., 2011). Cette stabilisation est synchrone avec la phase de « plateau » du $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 1.6). Le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur rostrés de bélemnites dans le Bassin Vocontien (van de Schootbrugge et al., 2000 ; McArthur et al., 2007), le Domaine Subbétique (Fesneau, 2008) et le Domaine Boréal (Price et al., 2000) marquent une forte augmentation depuis le sommet de la zone à *B. campylotoxus* jusque dans la zone à *C. furcillata*. Le rapport Mg/Ca mesuré sur rostrés de bélemnites dans le Bassin Vocontien diminue depuis la base de la zone à *S. verrucosum* jusqu'à la base de la zone à *O. (O.) nicklesi* puis retrouve des valeurs initiales à la base de la zone à *C. furcillata*.

(McArthur et al., 2007). Enfin, les données de TEX_{86} , prises en moyennes paléolatitudes, indiquent une baisse des températures d'eaux de mer de surface jusqu'à 25°C durant le magnétochron M10N (Littler et al., 2011). Ce magnéto-chron est corrélé avec l'intervalle *S. verrucosum* – *A. radiatus* en domaine téthysien (Sprovieri et al., 2006).

Initialement, cet événement paléocéanographique majeur a été interprété comme la conséquence d'un enfouissement massif de matière organique, riche en ^{12}C , en domaine océanique (Erba et al., 2004). L'excursion du Valanginien a été décrit par ces auteurs comme le premier événement océanique anoxique du Crétacé. Dans cette optique, les rejets de CO_2 issus de l'activité des trapps du Paraná-Etendeka auraient été à l'origine d'un réchauffement climatique et d'une érosion plus intense en domaine continental (Erba et al., 2004). Le réchauffement entraînerait une hausse sensible du niveau marin tandis que l'augmentation de l'érosion continentale entraînerait une hausse des apports en nutriments vers le bassin. Cette combinaison d'événements favoriserait alors la productivité pélagique et donc une consommation plus importante de l'oxygène marin. Les conséquences en seraient le développement d'une anoxie du fond océanique et le développement de larges étendues de zones de sédimentation de *black shales*.

Cependant, aucun événement de dépôt de *black shales* corrélable sur plusieurs bassins n'est identifié dans le Valanginien (Westermann et al., 2010 ; Kujau et al., 2012). Seuls quelques niveaux anoxiques centimétriques, diachrones et d'extensions régionales sont identifiés dans le Bassin Vocontien (Reboulet et al., 2003), le Bassin d'Ombrie-Marche (Bersezio et al., 2002) et sur deux forages DSDP du Nord-Est de l'Atlantique (Arthur, 1979). Par ailleurs, les relations chronologiques entre les trapps du Paraná-Etendeka et l'épisode Weissert sont assez mal contraintes. Alors que les trapps sont datés par radiochronologie, l'excursion isotopique est datée par biostratigraphie (McArthur et al., 2007) et magnétostratigraphie (Channell et al., 1995 ; Sprovieri et al., 2006).

Alternativement, Gröcke et al. (2005) puis Westermann et al. (2010) suggèrent une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ suite à un enfouissement massif de carbone organique en domaine continental et à un déclin des plates-formes carbonatées en domaines téthysien et atlantique. L'enfouissement de matière organique continentale aurait joué comme un véritable piège à ^{12}C , tandis que le déclin des plates-formes carbonatées auraient permis la libération de ^{13}C dans le système océanique. Cette hypothèse nécessite le développement de vastes étendues de couvert végétal entre le Berriasien et le Valanginien. Ce phénomène a pu être rendu possible par la formation d'une multitude de rifts intracontinentaux, dans le contexte général de l'océanisation de l'Atlantique (Föllmi, 2012). Le stockage massif de carbone en domaine continental pourrait alors expliquer la baisse de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique suggérée pour cet intervalle de temps, entraînant en retour un refroidissement global au Valanginien supérieur (Gröcke et al., 2005 ; Westermann et al., 2010 ; Kujau et al., 2012).

L'ampleur de ce refroidissement reste toutefois controversée. La présence de glendonite et de dropstones suggérerait la mise en place de calottes polaires au Valanginien supérieur (Frakes & Francis, 1988 ; Price, 1999). La présence de glendonites dans les séries du Spitzberg (paléolatitudes ~60°N) est associée à de faibles températures observées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de rostrum de bélemnites dans la zone d'ammonite boréale à *D. bidichotomus*, corrélée à l'intervalle sous-zone à *K. pronecostatum* – sous-zone à *T. callidiscus* (Price & Nunn, 2010 ; Nunn et al., 2010). Dans cet intervalle, le rapport Mg/Ca et le $\delta^{18}\text{O}$ sur rostrum de bélemnites augmentent dans le Bassin Vocontien, ce qui est interprété comme une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de 1,3‰ suite à une extension des calottes polaires (McArthur et al., 2007). Ce niveau de $\delta^{18}\text{O}$ est proche des niveaux atteints lors du dernier maximum glaciaire (Duplessy et al., 2002), ce qui paraît incompatible avec un réchauffement indiqué par le rapport Mg/Ca et par les températures d'eaux de mer de surface de 25°C environ en moyenne latitude (Littler et al., 2011). Par

ailleurs, le refroidissement suggéré par les différents indicateurs géochimiques du domaine téthysien peut aussi s'expliquer par la mise en place d'un courant d'*upwelling* provenant des domaines boréaux et remontant vers la surface en domaine téthysien (Jud, 1994 ; van de Schootbrugge et al., 2000 ; Morales et al., 2013), remettant en cause le refroidissement global du Valanginien supérieur.

2.6. L'Hauterivien inférieur à supérieur

L'Hauterivien se caractérise par l'augmentation progressive des températures (van de Schootbrugge et al., 2000 ; McArthur et al., 2007 ; Price et al., 2011). Le $\delta^{13}\text{C}$ diminue progressivement et atteint un minimum à la base de la zone à *S. sayni* (Fig. 1.6), caractérisée par un intervalle plus argileux dans le Sud-Est de la France et par le développement d'horizons riches en matière organique dans le Bassin de Neuquén et dans les Carpathes (Aguirre-Urreta et al., 2008b ; Melinte-Dobrinescu & Roban, 2011). Les milieux marins sont caractérisés par une reprise temporaire de la production carbonatée après le *drowning event* associé à l'épisode Weissert. Un nouvel épisode d'ennoiement a lieu entre les zones à *L. nodosoplicatum* et *P. ligatus* (Godet et al., 2010). Il est caractérisé en domaine de bassin par de forts taux d'accumulation du phosphaste (van de Schootbrugge et al., 2003 ; Bodin et al., 2006a).

2.7. L'épisode Faraoni

L'épisode Faraoni correspond initialement à un niveau riche en ammonite et en matière organique dans la Maiolica (Cecca et al., 1994). L'analyse de la matière organique dans différents domaines téthysiens associée à la découverte de bancs enrichis en fossiles (Baudin et al., 2006) ont permis de corréliser ces niveaux à l'échelle de la Téthys occidentale. Dès lors, l'épisode Faraoni constituerait le premier OAE du Crétacé (Baudin, 2005). D'un point de vue lithologique, les dépôts associés au niveau Faraoni sont constitués d'alternances entre des bancs calcaires et des interbancs de marnes ou de *black shales* (Baudin, 2005). L'épisode Faraoni est associé à des remplacements fauniques (Company et al., 2005), marqués par exemple par la disparition du nannofossile calcaire *L. bollii* à l'échelle globale, ce qui en fait un bon repère biostratigraphique (Thierstein, 1973 ; Bown & Concheyro, 2004). Il correspond à des remplacements de taxons d'ammonites (Company et al., 2005), de rudistes (Masse & Fenerci-Masse, 2008), à une extinction de certains groupes de radiolaires, et à un événement de radiation des foraminifères planctoniques à loges allongées (Coccioni et al., 2006). Sur la plate-forme helvétique, il s'inscrit dans un *drowning event* (Fig. 1.6), marqué par le dépôt d'une formation beaucoup plus argileuse, le membre d'Altmann, débutant dans la sous-zone à *S. seitzii*. L'épisode Faraoni s'inscrit dans une tendance générale à l'augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, qui atteignent leur maximum peu après l'épisode, interprétée comme une tendance générale à un enfouissement plus important de matière organique (Godet et al., 2006). En outre, le niveau Faraoni est marqué par une augmentation des taux d'accumulation de phosphate et un enrichissement en éléments traces métalliques, associés à la matière organique (Bodin et al., 2006a ; Bodin et al., 2007). De tels enrichissements, malheureusement mal datés, se retrouvent aussi dans le Pacifique (Bodin et al., 2007).

L'épisode Faraoni est associé à une surface d'inondation maximale de 2^e ordre. Par ailleurs, en fonction des échelles des temps utilisées, il a été décrit comme étant lié au paroxysme de l'activité volcanique associée à la province du Rio Grande (Baudin, 2005) ou du Paraná-Etendeka (Moulin et al., 2010 ; Fig. 1.6). Une augmentation de l'activité volcanique aurait donc avoir injecté suffisamment de CO_2 dans l'atmosphère pour entraîner une augmentation des températures et une hausse du lessivage continental. Une hausse du niveau marin de 2^e ordre permettrait l'extension des domaines marins épicontinentaux, ce qui favoriserait la productivité primaire pélagique et donc la consommation accrue d'oxygène marin. Cette dernière entraînerait alors le développement de conditions anoxiques, favorisant la préservation de matière organique dans le sédiment (Baudin, 2005 ; Bodin et al., 2009).

Pour le moment, des niveaux de *black shales* n'ont pas été identifiés hors de la Téthys occidentale et de l'Atlantique Nord. Par ailleurs, dans le Domaine Subbétique, le niveau Faraoni est constitué d'alternances marnes calcaires avec un à deux fins intervalles plus riches en matières organiques, traduisant la prévalence de conditions dysoxiques durant l'épisode Faraoni sur ces coupes (Sauvage et al., 2013). À l'inverse, sur les coupes de la Maiolica, des niveaux riches en matières organiques sont fréquemment rencontrés bien au-delà du niveau Faraoni, traduisant une répétition des conditions anoxiques franches sur ces coupes (Föllmi et al., 2012). Au final, des équivalents du niveau Faraoni se retrouvent jusque dans le Bassin de Neuquén, traduisant un épisode de changements environnementaux global (Archuby et al., 2011). L'extension de faciès de *black shales* dépend, entre autres, de conditions locales comme la paléobathymétrie (Sauvage et al., 2013). Au final, l'épisode Faraoni correspond à l'extension maximale de ces faciès de *black shales* à la fin de l'Hauterivien et s'inscrit dans une tendance générale à l'augmentation de la préservation de la matière organique, culminant à la transition Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

Résumé du chapitre 1

- Les étages du Valanginien-Hauterivien (Crétacé inférieur) sont actuellement définis sur la base des faunes d'ammonites téthysiennes, dont le cadre de référence se trouve dans le Sud-Est de la France (Bassin Vocontien) et dans le Sud-Est de l'Espagne (Domaine Subbétique).
- Aucun âge radiométrique fiable et précisément daté par biostratigraphie n'existe pour cet intervalle de temps.
- Le Crétacé inférieur est marqué par l'ouverture de nombreux bassins, tandis qu'au Valanginien-Hauterivien débute l'activité de la province magmatique du Paraná-Etendeka.
- Le Valanginien supérieur est marqué par une crise de la production carbonatée pélagique et néritique associée à une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$. Les données climatiques divergent pour la partie supérieure du Valanginien. Un climat plus froid et plus aride, aboutissant peut-être au développement de glaces polaires est suggéré.
- L'Hauterivien terminal est marquée par l'extension de faciès black shales sur la Téthys occidentale et l'Atlantique Nord, reflétant un épisode de changements environnementaux global, amenant peut-être à un événement océanique anoxique, appelé événement Faraoni.
- L'initiation de l'épisode Weissert et de l'épisode Faraoni sont interprétés comme la résultante de la mise en place des trapps du Parana-Etendeka. Toutefois, en l'absence d'un cadre temporel fiable, les relations chronologiques entre ces événements sont encore incertaines.
- Une approche cyclostratigraphique avec identification du cycle de 405 ka sur des coupes précisément datées par biostratigraphie permettrait de mieux contraindre la durée de ces deux étages. Un cadre temporel plus robuste permettrait d'affiner les reconstitutions paléocéanographiques sur cet intervalle de temps.

Chapitre 2

-

Des cycles astronomiques aux cycles sédimentaires

Chapitre 2 : Des cycles astronomiques aux cycles sédimentaires

1. Les cycles orbitaux terrestres et leur impact sur l'insolation

1.1. Présentation des cycles orbitaux terrestres

L'orbite terrestre est affectée de perturbations régulières qui modifient la répartition de l'insolation sur Terre. Ce phénomène entraîne une modulation des contrastes saisonniers (étés plus ou moins chauds, hivers plus ou moins froids), ce qui provoque en retour des modifications climatiques, environnementales et eustatiques à l'échelle de la dizaine de milliers d'années ([Adhémar, 1842](#)). Les environnements sédimentaires étant sensibles à ces changements, il est possible de retrouver dans les alternances régulières de sédiments (les rythmites) de véritables archives de ces cycles astronomiques.

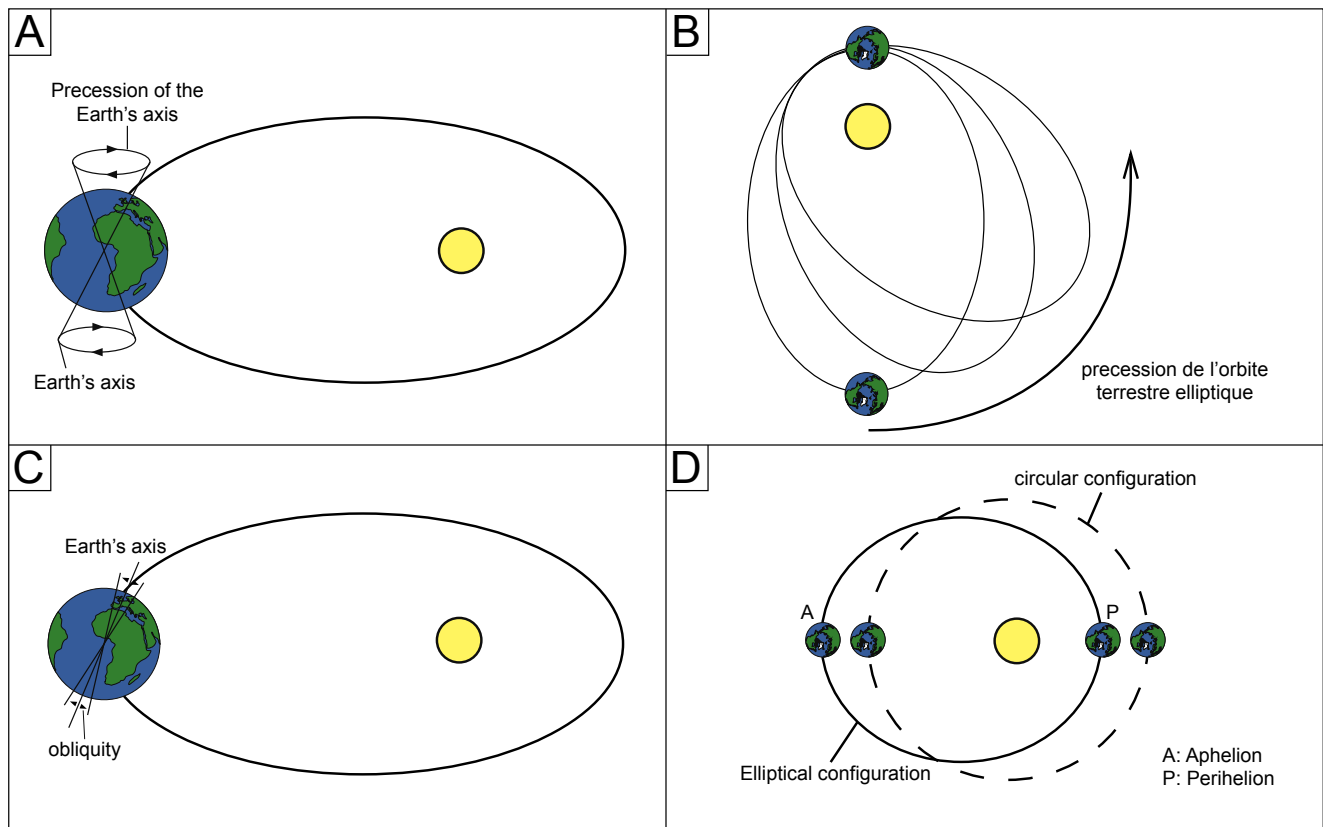


Fig. 2.1. Les paramètres orbitaux terrestres. A. Précession axiale. B. Précession du périhélie. C. Obliquité. D. Excentricité.

Trois paramètres orbitaux sont à l'origine de ces perturbations climatiques et sédimentaires ([Adhémar, 1842](#) ; [Croll, 1867a, b](#)):

- La précession des équinoxes ([Fig. 2.1a, 2.1b](#)) consiste en deux mouvements : la précession axiale ([Fig. 2.1b](#)) est la rotation de l'axe de l'orbite terrestre sur une orbite conique, à la manière de l'axe de rotation d'une toupie en fin de course sur une période de 26 ka. D'autre part, la précession de l'orbite terrestre ([Fig. 2.1b](#)) est la rotation du grand axe de l'orbite terrestre. La combinaison de ces deux paramètres est appelée précession climatique. Elle modifie l'insolation sur des périodes actuelles de 23 ka et 19 ka ([Laskar et al., 2004](#) ; [Fig. 2.2](#)).

- L'obliquité (Fig. 2.1c) correspond à l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la normale au plan de l'écliptique, c'est-à-dire le plan sur lequel la Terre tourne autour du Soleil. Cet angle varie entre 22 et 24,6° sur une période moderne principale de 41 ka et deux périodes mineures de 29 et 53 ka (Fig. 2.2). L'amplitude de l'obliquité est modulée par un long cycle à 1,2 Ma (Laskar et al., 2004). La stabilité de l'obliquité est assurée par les interactions gravitationnelles Terre-Lune (Laskar et al., 1993).
- L'excentricité (Fig. 2.1d) est associée à la forme elliptique de l'orbite terrestre. Elle se définit comme un rapport d'allongement entre le grand et le petit demi-axe de l'orbite terrestre. L'excentricité varie entre 0 et 7% sur des périodes de 95 et 124 ka pour la petite excentricité, de 405 ka pour la grande excentricité et de 2,4 Ma pour sa période à plus long terme (Fig. 2.2 ; Laskar et al., 2004).

1.2. Impacts des cycles orbitaux sur l'insolation

La modification cyclique de ces paramètres orbitaux entraîne des modifications périodiques de la répartition de l'énergie solaire reçue sur Terre. La conséquence en est une modulation du contraste saisonnier sur plusieurs dizaines de milliers d'années qui s'opèrent de deux manières :

- Le cycle saisonnier est lié au fait que l'axe de rotation de la Terre est oblique par rapport à son plan de rotation autour du Soleil. Plus l'obliquité est élevée, plus le contraste saisonnier est important (Fig. 2.3a). L'effet de l'obliquité est principalement perceptible là où le contraste saisonnier est le plus important, c'est-à-dire aux hautes latitudes (Berger & Loutre, 1991 ; Fig. 2.3c).
- La combinaison entre la précession et l'excentricité (Fig. 2.3b) : l'orbite terrestre n'est pas parfaitement circulaire mais légèrement excentrique. Il y a donc un point où la Terre est la plus proche du Soleil (le périhélie) et un point où elle en est la plus éloignée (l'aphélie). À l'heure actuelle, la Terre est au périhélie au début du mois de janvier, c'est-à-dire en hiver dans l'Hémisphère Nord et en été dans l'Hémisphère Sud. Les hivers de l'Hémisphère Nord sont donc relativement doux et les étés relativement frais, tandis que dans l'Hémisphère Sud, les étés sont chauds et les hivers froids. Avec la précession de l'axe de rotation de la Terre sur une période de 20 ka, il y a 10 ka la situation était inversée, avec des contrastes saisonniers importants dans l'hémisphère Nord et faibles dans l'Hémisphère Sud. Plus l'orbite terrestre est elliptique, plus l'effet de la précession sur l'insolation est important. L'excentricité module donc l'amplitude de l'indice de précession. L'analyse des solutions astronomiques montre que la combinaison précession/excentricité est la mieux exprimée aux basses latitudes (Berger & Loutre, 1991 ; Fig. 2.3c).

1.3. Quantification des modifications de l'insolation liées aux cycles astronomiques : construction des solutions astronomiques

La connaissance des paramètres orbitaux a permis le développement de solutions astronomiques permettant le calcul de l'insolation à partir du calcul des modifications des paramètres orbitaux. Pour une date et un point géographique donnés, les variations de l'insolation à long terme (variations séculaires) dépendent du flux solaire total (S), de l'obliquité (ϵ), du demi-grand axe de l'orbite terrestre (a), des variations de son excentricité (e), et de la longitude du périhélie (ω). Cette dernière variable correspond ici à l'angle entre le périhélie, le Soleil et le point où la Terre est à l'équinoxe de printemps dans l'Hémisphère Nord ou point vernal (Fig. 2.4). L'inclinaison de l'orbite terrestre (I) par rapport à un plan de référence (appelé écliptique de l'époque) et la longitude du nœud ascendant (Ω) sont en outre nécessaires pour une description complète des mouvements à long terme de l'orbite terrestre (Fig. 2.5).

Deux variables complexes, z et ζ , sont utilisées pour décrire les mouvements séculaires de l'orbite terrestre (Berger & Loutre, 1991) :

$$z = e * \exp(i*\omega)$$

$$\zeta = \sin(I/2) * \exp(i*\Omega)$$

$$i^2 = -1$$

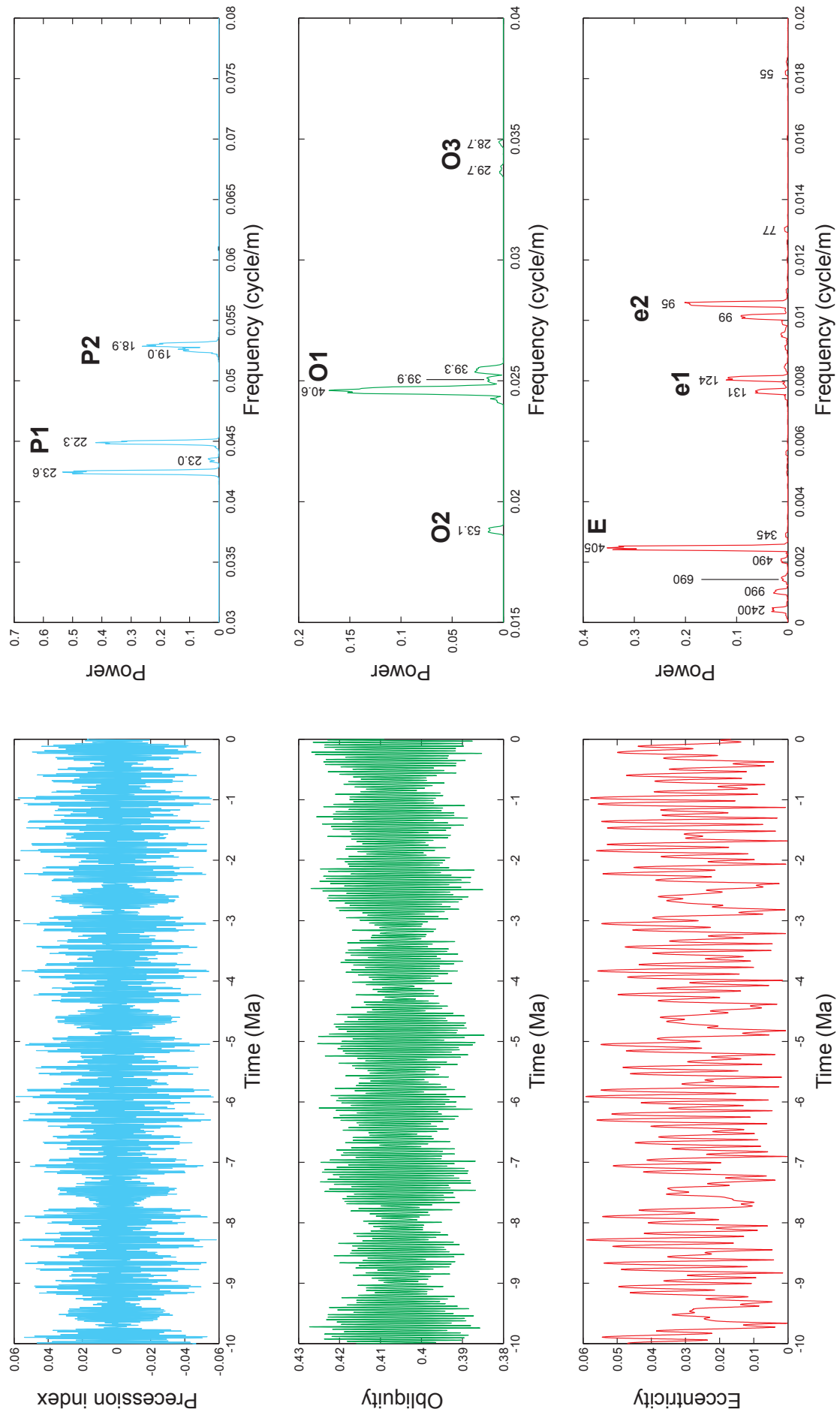


Fig. 2.2. Solutions astronomiques des paramètres orbitaux sur les 10 derniers millions d'années et leur spectre 2 π -MTM.

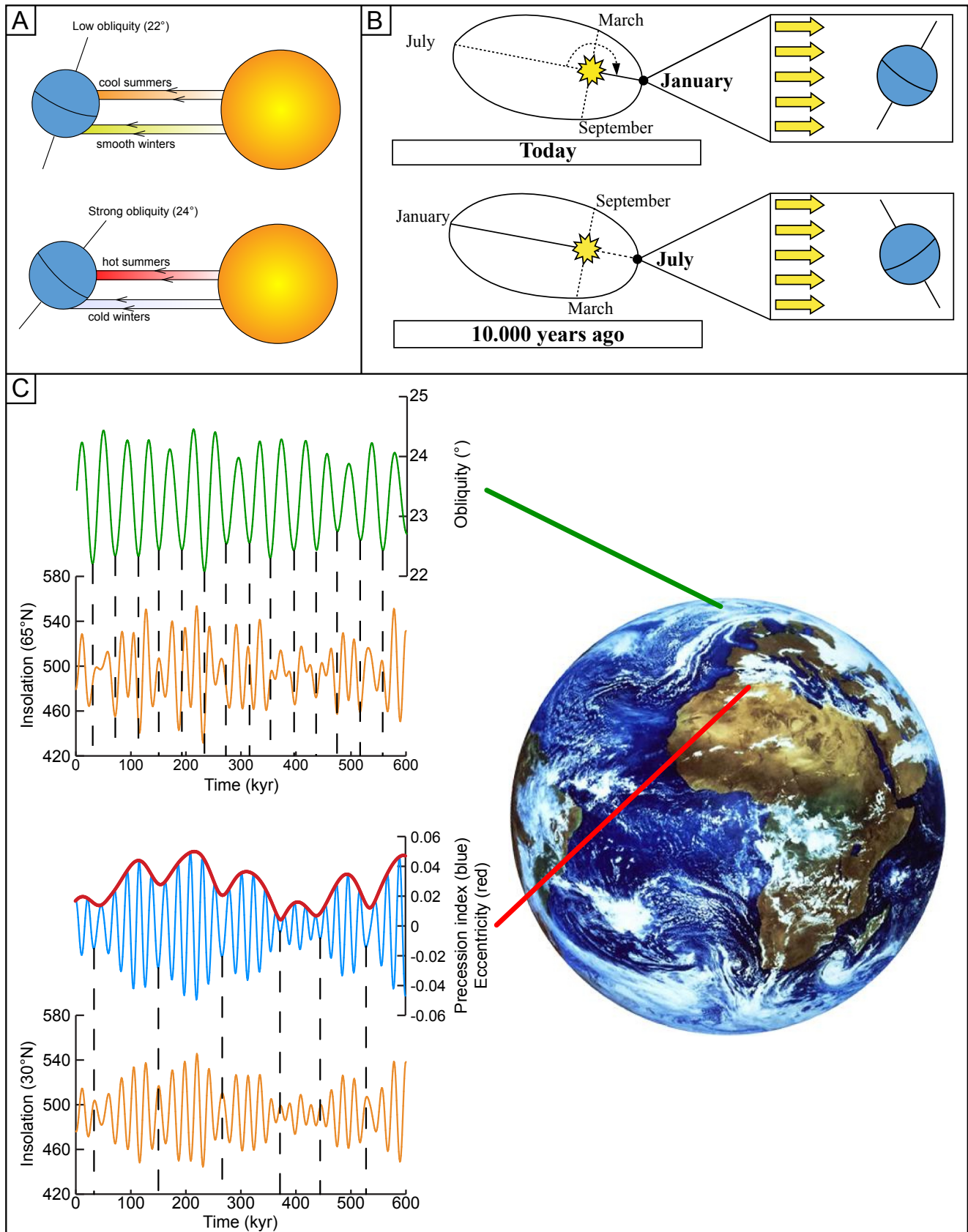


Fig. 2.3. Impacts des paramètres orbitaux sur la répartition de l'insolation sur Terre. **A.** Impact de l'obliquité sur le contraste saisonnier. **B.** Impact de la combinaison précession/excentricité sur le contraste saisonnier. **C.** Répartition géographique de l'influence de l'obliquité et de la combinaison précession/excentricité sur l'insolation. La courbe de l'excentricité (rouge) forme une enveloppe sur laquelle évolue l'indice de précession. Ceci représente la modulation d'amplitude de la précession par l'excentricité. Cette modulation évolue nettement sur des périodes d'environ 100 ka et 400 ka.

À chaque planète correspond une variable complexe z et ζ . Le développement en séries trigonométriques de ces variables complexes permet d'obtenir les fréquences séculaires gm et sm , respectivement liées aux mouvements du périhélie et de l'inclinaison de l'orbite terrestre (Laskar, 1990) ; avec m , l'indice de la planète ($m=1$ pour Mercure et $m=8$ pour Neptune). Les principaux cycles orbitaux terrestres correspondent aux combinaisons de plus fortes amplitudes de ces fréquences séculaires : ce sont ces fréquences qui entraînent le plus de mouvements de l'orbite terrestre et sont donc les plus susceptibles d'entraîner des modifications climatiques. À titre d'exemple, le cycle de 405 ka est lié aux mouvements des périhélies de Jupiter et de Vénus (g_2 - g_5 ; Laskar et al., 2004). Les mouvements de la précession et de l'obliquité sont ensuite reconstitués par le calcul des interactions gravitationnelles du système Terre-Lune (Berger & Loutre, 1991 ; Laskar et al., 2004).

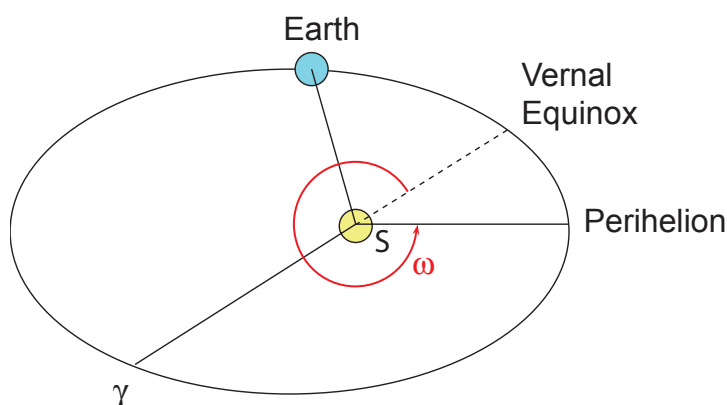


Fig. 2.4. Longitude du périhélie par rapport à l'Équinoxe de printemps (ω). Modifié d'après Crucifix et al. (2006).

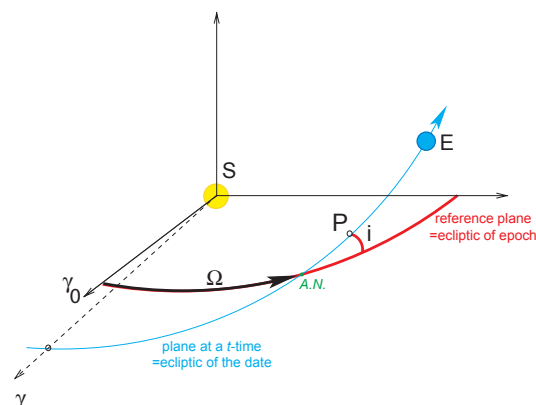


Fig. 2.5. Inclinaison (i) et longitude du nœud ascendant (Ω). γ_0 : point vernal fixe. γ : point vernal sur l'écliptique de la date. S : Soleil. E : Terre. P : périhélie. A.N. : nœud ascendant. Modifié d'après Crucifix et al. (2006).

Historiquement, les travaux de Lagrange (1781, 1782), de Pontécoulant (1834) et de Le Verrier (1856) ont permis le calcul de plus en plus précis des variations séculaires de l'orbite terrestre avec l'amélioration de la connaissance du Système Solaire. La découverte, dans l'enregistrement sédimentaire, d'une succession de périodes glaciaires dans le Quaternaire (Agassiz, 1840) et d'alternances marne/calcaire pélagiques dans le Crétacé (Gilbert, 1895) ont conduit astronomes et géologues à émettre l'hypothèse d'un contrôle orbital sur l'insolation et donc sur le climat. Adhémar (1842) proposait ainsi un contrôle de la précession sur les cycles glaciaire/interglaciaire, tandis que Croll (1867a, b) puis Pilgrim (1904) montraient que l'excentricité et l'obliquité jouent un rôle important dans les variations d'insolation.

La première théorie astronomique des paléoclimats complète est fournie par Milankovitch (1920, 1941). Ce dernier quantifie les variations d'insolation sur les 600 derniers milliers d'années provoquées par les variations de paramètres orbitaux dont dépendent la précession, l'obliquité et l'excentricité. D'abord décriée par les modèles climatiques (Budyko, 1969 ; Sellers, 1969), cette théorie a été remise au goût du jour avec la découverte de variations cycliques du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dans les sédiments marins du Pléistocène (Hays et al., 1976 ; Imbrie et al., 1984), en phase avec les variations d'insolation calculées par Milankovitch (1941). Dès lors, des solutions d'insolation plus précises sont calculées pour des périodes de plus en plus anciennes. Dans un premier temps, ces solutions d'insolation sont calculées à partir d'équations trigonométriques intégrant des interactions gravitationnelles d'ordre de plus en plus élevées, appuyées sur une connaissance accrue du Système Solaire (Bretagnon, 1974 ; Berger, 1978). Berger et al. (1989) montrent que les périodes de la précession et de l'obliquité augmentent graduellement depuis 500 millions d'années du fait de l'augmentation de la distance Terre-Lune (Fig. 2.6). Tous ces calculs se basent sur l'hypothèse d'un Système Solaire régulier, permettant l'obtention de solutions quasi-périodiques.

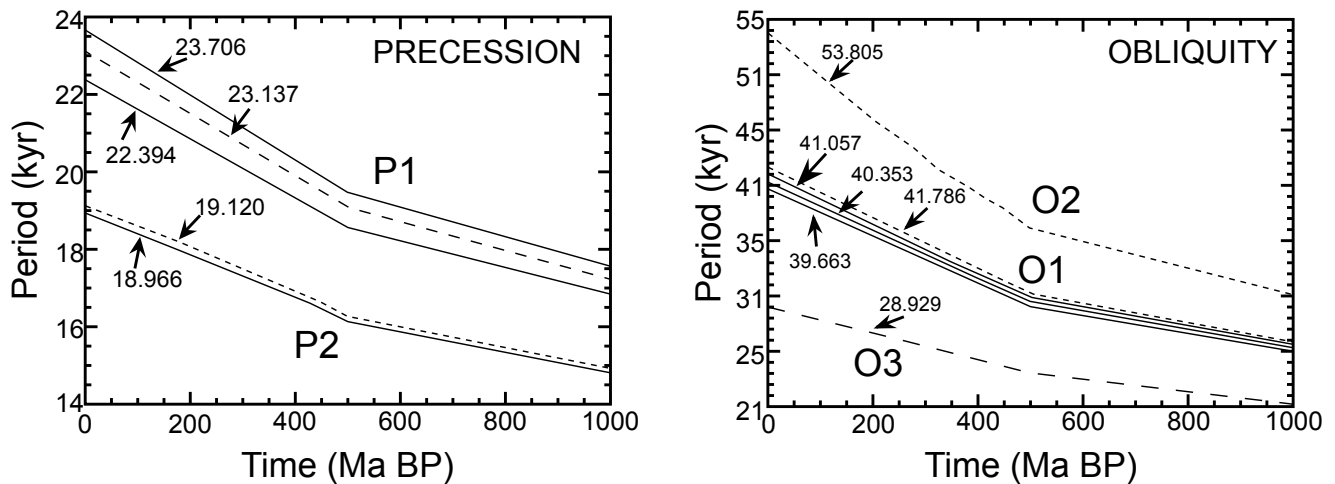


Fig. 2.6. Évolution des périodes de la précession et de l'obliquité au cours du dernier milliard d'années (d'après Berger & Loutre, 1994).

Laskar (1984) montre que ces solutions trigonométriques sont en réalité divergentes. En particulier, les variations séculaires de l'orbite des planètes telluriques sont particulièrement chaotiques du fait de leur petite masse en comparaison des planètes gazeuses (Laskar, 1989, 1990), si bien que l'erreur sur les solutions astronomiques est multipliée d'un facteur 10 tous les 10 millions d'années (Laskar, 1999). La solution La93 (Laskar et al., 1993) fournit une solution précise des mouvements de l'orbite terrestre de -20 Ma à +10 Ma en se basant sur une intégration numérique des paramètres orbitaux des principaux corps du Système Solaire avec un pas de temps fin (500 à 1000 ans) sur plusieurs millions d'années. L'intégration numérique prend pour point de départ le mouvement moderne (de 0 à -1 Ma) des corps du Système Solaire, ce sont les éphémérides planétaires (Fienga et al., 2011). Leur précision accrue a permis la construction de solutions astronomiques de plus en plus précises (Laskar et al., 2004 ; Laskar et al., 2011). La solution La2004 (Laskar et al., 2004) fait référence pour la précession et l'obliquité, leurs mouvements étant précisément reconstitués jusqu'à -40 Ma environ. La solution La2010 (Laskar et al., 2011) fait référence pour l'excentricité, précisément reconstituée jusqu'à -50 Ma. Les solutions La2004 et La2010 sont disponibles en ligne sur le site de l'Institut de Mécanique Céleste et de Calcul des Éphémérides (IMCCE).

<http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>

2. Impacts du forçage orbital de l'insolation sur le climat, l'environnement et la sédimentation

En modulant le contraste saisonnier sur plusieurs milliers d'années, les modifications périodiques de l'orbite terrestre provoquent des changements majeurs du climat et du niveau marin. Les variations d'insolation, de l'ordre de quelques pourcents, sont toutefois trop faibles pour expliquer de tels changements environnementaux (Budyko, 1969 ; Sellers, 1969). Des mécanismes de rétroactions positives, tels que l'albédo, les puits de carbone (océans, tourbières, pergélisols) ou les circulations atmosphériques et océaniques permettent d'accentuer les effets d'une faible variation d'insolation initiale (Strasser et al., 2006). Ce sont ces réponses climatiques aux changements de l'orbite terrestre qui sont conservées dans l'enregistrement sédimentaire.

2.1. Expression du cycle de l'obliquité à l'échelle globale

Les solutions astronomiques permettent le calcul des variations d'insolation au sommet de l'atmosphère (Crucifix et al., 2006). La réponse climatique aux variations d'insolation peut favoriser l'expression d'un cycle initialement de faible amplitude. À titre d'exemple, l'obliquité a une faible amplitude aux basses latitudes alors qu'elle est mieux exprimée aux hautes latitudes (Berger, 1988). Par conséquent, l'obliquité devrait avoir une faible amplitude dans les séries sédimentaires en comparaison des cycles de précession et d'excentricité. Le couple obliquité/précession s'exprime alors le mieux lorsque le cycle de l'excentricité atteint son amplitude minimale, tous les 2,4 Ma. Ce schéma est notamment visible dans les sapropels de la Méditerranée au Cénozoïque (Hilgen et al., 2003). Toutefois, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques depuis l'Oligocène jusqu'au début du Pléistocène varie essentiellement sur les périodes de l'obliquité, aussi bien aux basses qu'aux hautes latitudes (Zachos et al., 2001 ; Boulila et al., 2011). La mise en place de calottes polaires, d'abord de faibles extensions, entraînerait des variations globales du climat et du $\delta^{18}\text{O}$ marin selon les périodes de l'obliquité (Ruddiman, 2001).

2.2. Le cycle de demi-précession

Un autre exemple est celui de l'expression des harmoniques de la précession dans l'enregistrement sédimentaire aux basses latitudes (Hagelberg et al., 1994 ; Sun & Huang, 2006 ; Boulila et al., 2010b ; De Vleeschouwer et al., 2012). Au niveau de l'Équateur, le Soleil atteint le Zénith deux fois par an, lors des équinoxes (21 mars et 21 septembre). À ces dates, l'insolation atteint un maximum, si bien que chaque année, l'insolation est maximale deux fois par an (Fig. 2.7). Du fait de l'action du couple précession/excentricité sur l'insolation, les valeurs de l'insolation au 21 mars et au 21 septembre suivent une cyclicité d'environ 23 ka (Fig. 2.7). Toutefois, ces deux courbes sont en opposition de phase. Ainsi, il y a 6 ka, le jour de l'année recevant le plus d'ensoleillement à l'Équateur était le 21 mars, en revanche, il y a 17 ka, c'était le 21 septembre (Fig. 2.7). Cette opposition de phase est à l'origine du cycle de demi-précession couramment observé dans les registres sédimentaires intertropicaux (Berger et al., 2006). Plus l'excentricité est importante, plus l'amplitude du cycle de demi-précession est élevée. En dehors de la ceinture tropicale, l'insolation est maximale une fois par an, au solstice d'été, si bien que ce phénomène n'y est plus observé dans les solutions d'insolation.

Dans le registre sédimentaire, le cycle de demi-précession se retrouve fréquemment jusqu'à des latitudes de 30° et occasionnellement à des latitudes moyennes (Hagelberg et al., 1994). La circulation atmosphérique, via la dynamique des moussons, favoriserait l'expression sédimentaire de la demi-précession en plus hautes latitudes, en modulant le couvert végétal et le lessivage continental sur des périodes de ~11 ka (Short et al., 1991 ; Tuenter et al., 2007 ; Verschuren et al., 2009). Dans le registre ancien (Paléozoïque et Mésozoïque), l'enregistrement de cycles de demi-précession est observé dans le

Crétacé (Flögel et al., 2008), dans le Jurassique (Boulila et al., 2010b), ou encore dans le Dévonien (De Vleeschouwer et al., 2012). Le développement de l'enregistrement sédimentaire de la demi-précession semble dépendre de l'amplitude de l'excentricité et des conditions paléogéographiques (océan équatorial, masses continentales tropicales) et paléoclimatiques (climat hydrolysant, fort ruissellement continental ; Flögel et al., 2008 ; De Vleeschouwer et al., 2012).

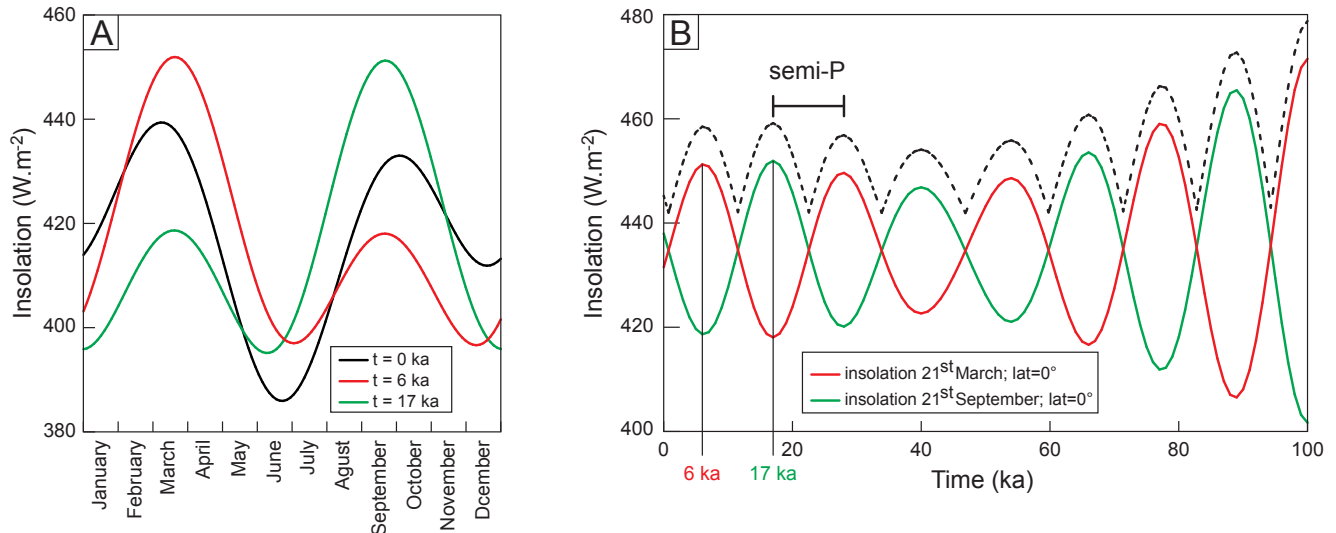


Fig. 2.7. Insolation au sommet de l'atmosphère à l'Équateur calculée d'après la solution La 2004 (Laskar et al., 2004). **A.** Variations annuelles de l'insolation à l'heure actuelle, il y a 6 ka et il y a 17 ka. **B.** Variations d'insolation équatoriale au 21 mars et au 21 septembre sur les 100 derniers ka.

3. Vers une calibration astronomique du Crétacé

La première tentative de calibration astronomique du Crétacé remonte aux travaux de Gilbert (1895). Par comptage d'alternances marne/calcaire pélagiques de la *Green River Formation* (USA) attribuées à la précession, Gilbert (1895) propose une durée de ~20 Ma pour une portion importante du Crétacé supérieur. Des efforts intensifs pour calibrer le Crétacé sur des solutions astronomiques sont repris dans les années 1980, principalement dans quatre domaines : le Western Interior Basin (USA), le Bassin d'Ombrie-Marche (Italie), le Bassin Vocontien (Sud-Est de la France) et, plus marginalement, le Domaine Subbétique (Sud-Est de l'Espagne). Ces bassins présentent les avantages de présenter un cadre bio ou magnétostratigraphique fin et de disposer de cycles lithologiques ayant pour grande partie une origine climatique (voir par ex., Cotillon et al., 1980 ; Herbert and Fischer, 1986). En règle générale, l'identification des cycles sédimentaires se fait par transformées de Fourier réalisées sur des séries de proxies climatiques (Sprenger & Ten Kate, 1993) ou bien sur un encodage de la série lithologique (Huang et al., 1993). Les cycles sédimentaires sont alors rattachés aux cycles orbitaux par comparaisons entre rapports des périodes sédimentaires et orbitales (Huang et al., 1993). Par exemple, un rapport de périodes de 1:2:5:20 dans l'enregistrement sédimentaire correspond à un rapport de 20:40:100:400 ka dans les solutions astronomiques. L'estimation de durées se fait alors par comptage des alternances lithologiques, généralement attribuées à la précession ou à l'obliquité (Rio et al., 1989 ; Fiet & Gorin, 2000 ; Giraud et al., 1995).

La découverte du comportement chaotique du Système Solaire (Laskar, 1999) rend impossible l'ancrage direct de ces estimations de temps sur une échelle des temps astronomiques (Hinnov & Hilgen, 2012). Par ailleurs, le comptage des alternances, prêtant à une certaine subjectivité lorsque le contraste lithologique est mal exprimé, entraînent de grandes variabilités dans les estimations de durée pour un

même intervalle de temps. Pour le Valanginien (Crétacé Inférieur) les estimations de durée vont de 4,8 Ma (Gréselle & Pittet, 2010) à 6,4 Ma (Giraud et al., 1995), soit près de 20% de variabilité. Dans les solutions astronomiques les plus récentes, l'excentricité 405 ka reste le cycle dont la période est la plus stable sur l'ensemble du Mésozoïque. En particulier, ce cycle ne présente qu'une erreur de 400 ka sur les 250 derniers Ma (Laskar et al., 2004). Il sert donc de référence pour les calibrations astronomiques les plus récentes concernant le Crétacé (Sprovieri et al., 2006 ; Huang et al., 2010 ; Husson et al., 2011). L'application combinée de méthodes d'analyses spectrales permettant à la fois une estimation statistiquement robuste des périodes sédimentaires et le suivi de l'évolution de ces périodes sédimentaires en lien avec les fluctuations du taux de sédimentation (voir [chp. 4](#)) permet encore d'affiner le découpage d'une série sédimentaire en séquences de 405 ka (Meyers et al., 2004 ; Batenburg et al., 2012).

La précision des dernières solutions astronomiques de l'excentricité est principalement limitée par le caractère particulièrement chaotique de l'orbite de Mars à long terme (Laskar et al., 2011). La période à long terme de l'excentricité (2,4 Ma) dépend notamment de la résonance entre la précession des périhélie des orbites de la Terre et Mars et la précession des nœuds des orbites de ces deux mêmes planètes (Laskar et al., 2011). L'un des enjeux de la calibration astronomique à l'heure actuelle est aussi l'identification de l'évolution du cycle à 2,4 Ma dans l'enregistrement sédimentaire de façon à contribuer à une reconstitution plus précise de l'évolution des paramètres astronomiques au Mésozoïque (Sprovieri et al., 2006 ; Boulila et al., 2010b).

Résumé du chapitre 2

- Les principaux paramètres orbitaux sont :
 - * la précession (périodes principales actuelles 19 et 23 ka),
 - * l'obliquité (périodes principales actuelles 29, 41, 54 ka et 1,2 Ma),
 - * l'excentricité (périodes principales actuelles 95, 124, 405 ka et 2,4 Ma)
- Les cycles orbitaux contribuent à moduler le contraste saisonnier à l'échelle de la dizaine de milliers d'années par une action de l'obliquité, surtout marquée aux hautes latitudes et par une action combinée du couple précession/excentricité, très marquée aux basses latitudes.
- Les solutions astronomiques actuelles montrent un comportement chaotique du Système Solaire. Les solutions astronomiques modernes sont fiables jusqu'à -40 à -50 Ma. Au-delà, seule le cycle de l'excentricité à 405 ka, dont la période est stable jusqu'à -250 Ma peut être utilisée comme outil fiable d'estimations de durée.
- Des systèmes de rétroactions climatiques modulent le forçage initial orbital. L'obliquité, bien que surtout perceptible aux hautes latitudes dans les solutions d'insolation, peut être exprimée avec une forte amplitude à l'échelle globale lors d'une glaciation. Par ailleurs des harmoniques de la précession sont particulièrement bien exprimées dans le registre sédimentaire aux basses et moyennes latitudes si les conditions paléogéographiques et paléoclimatiques permettent le développement d'un système de mousson.
- Les travaux de calibration astronomique du Crétacé ne cessent de s'affiner avec une meilleure compréhension de l'évolution des paramètres orbitaux. À l'inverse, les calculs des valeurs des paramètres astronomiques au-delà de -50 Ma peuvent se nourrir des observations des cycles sédimentaires en lien avec des cycles astronomiques de longues durées.

Chapitre 3

-

Contexte géologique et coupes étudiées

Chapitre 3 : Contexte géologique et coupes étudiées

Le Crétacé inférieur est caractérisé par l'ouverture de l'Atlantique Nord et l'extension de l'Océan Téthys-Ligure initiées au Jurassique (Fig. 3.1a ; Stampfli & Borel, 2002). Les domaines étudiés, le Bassin Vocontien et le Domaine Subbétique, sont au Crétacé inférieur, deux domaines de mers épicontinentales ouvertes sur la bordure Nord de la Téthys (Fig. 3.1b ; Dercourt et al., 1993).

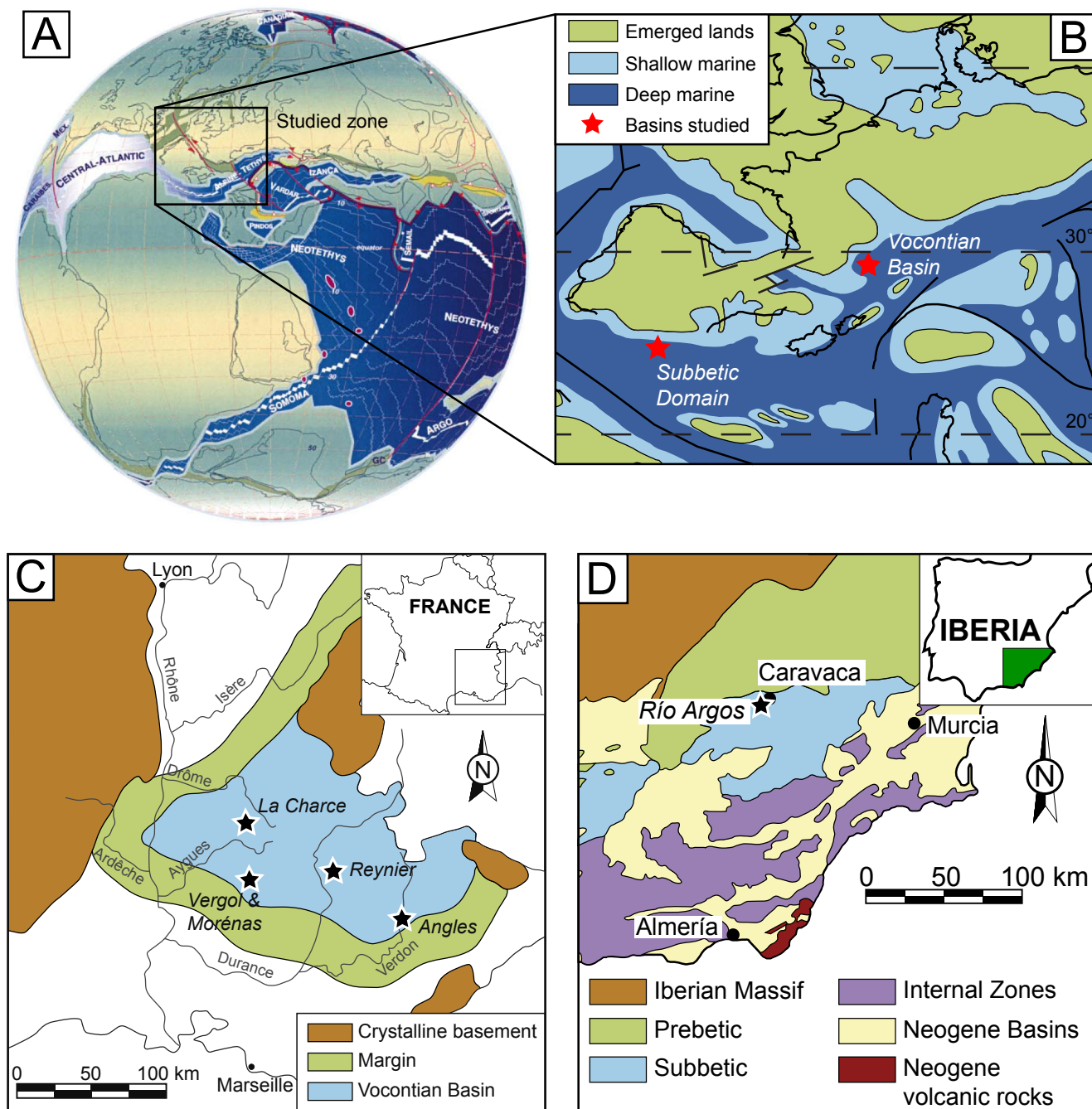


Fig. 3.1. A. Carte paléogéographique globale au Valanginien (d'après Stampfli & Borel, 2002). B. Carte paléogéographique de l'Ouest de l'Europe à l'Hauterivien (modifié d'après Baudin, 2005). C. Localisation des coupes étudiées dans le Bassin Vocontien (modifié d'après Gréselle & Pittet, 2010). D. Localisation de la coupe de Rio Argos, dans le Domaine Subbétique (modifié d'après Martín et al., 2009).

1. Le Bassin Vocontien

1.1. Description générale du bassin

Le Bassin Vocontien (Sud-Est de la France) couvre les chaînes subalpines méridionales (Diois, Baronnies, Arcs de Digne et de Castellane). Il correspond au Crétacé inférieur à une aire de sédimentation hémipélagique délimitée, au Nord, par les plates-formes du Jura et du Dauphiné, à l'Ouest, par la plate-forme du Vivarais et, au Sud, par la plate-forme provençale (Fig. 3.1c). À l'Est, le Bassin Vocontien s'ouvre sur le domaine pélagique formé par l'Océan Téthys-Ligure. Entre les domaines de plates-formes et de bassin hémipélagique, se trouve une zone de talus marquée par la transition entre les faciès de bassin et de plate-forme.

Au Valanginien-Hauterivien, le bassin se situe à une latitude de 25-30°N et forme l'une des marges passives sur la bordure Nord de la Téthys (Fig. 3.1b ; Dercourt et al., 1993). Après avoir subi une phase de subsidence tectonique marquée par l'océanisation du domaine au cours du Jurassique, le bassin est en phase de subsidence thermique au cours du Crétacé inférieur. Celle-ci s'opère à rythme constant durant le Valanginien-Hauterivien (Ferry, 1976 ; Wilpshaar et al., 1997). Le bassin atteint alors une profondeur de quelques centaines de mètres (Wilpshaar & Leereveld, 1994). La paléotopographie du Bassin Vocontien est alors influencée par le jeu de blocs basculés mis en place au Jurassique. Ceux-ci influencent notamment la mise en place de dépôts gravitaires (slumps), particulièrement nombreux dans l'Hauterivien, et des turbidites, présentes notamment au début du Valanginien Supérieur (Fig. 3.2 ; Beaudoin et al., 1987 ; Joseph et al., 1989). Au cours du Barrémien-Albien, le rythme de subsidence du bassin ralentit et le régime tectonique devient finalement compressif à partir du Cénomaniens, alors que s'opèrent les prémices de la fermeture de la Téthys. La tendance générale va alors vers le comblement du bassin, impliquant une réduction progressive des aires de dépôts jusqu'à la fin du Crétacé (Malartre, 1994).

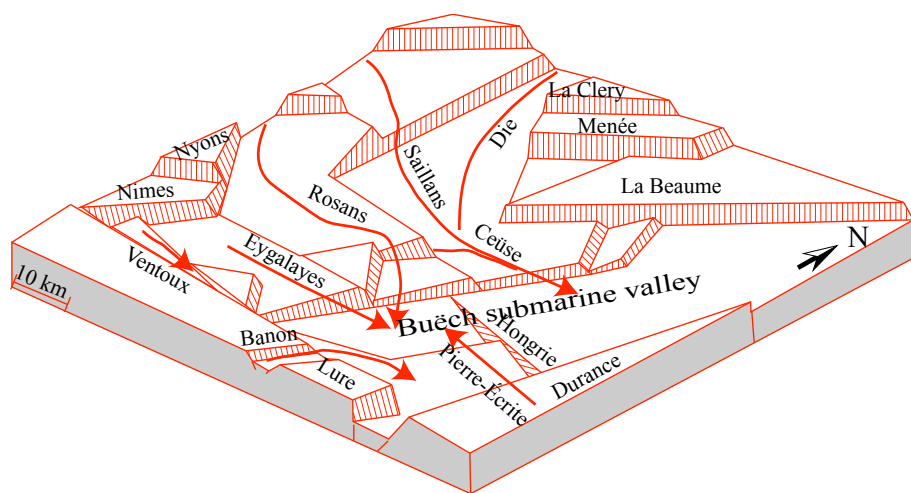


Fig. 3.2. Bloc diagramme schématique du Bassin Vocontien au Crétacé inférieur (d'après Joseph et al., 1989).

La sédimentation du Bassin Vocontien au Valanginien-Hauterivien est principalement constituée d'alternances régulières pluridécimétriques entre bancs de calcaires micritiques et interbancs marneux parfois interrompus par des slumps. Au Valanginien inférieur, ces alternances se composent à part égales de marnes et de calcaires (Fig. 3.2). Dans le Valanginien supérieur, les interbancs marneux deviennent progressivement plus épais que les bancs calcaires. Cette tendance à une sédimentation plus marneuse aboutit à la quasi-disparition des bancs calcaires au début du Valanginien supérieur, les interbancs marneux épais de plusieurs mètres n'étant interrompus que par quelques bancs carbonatés dont l'épaisseur est souvent inférieure à 10 cm. Dans les coupes occidentales du bassin, au sein de la zone à *S. verrucosum*, une succession de turbidites appelées « plaquettes rouges » ou « zone jaune » (Le Doeuff,

1977), interrompt la sédimentation pélagique. Ces turbidites sont particulièrement visibles sur la coupe de La Charce. En allant vers l'Est, seuls quelques bancs centimétriques de calcarénites rousses laminées sont observés, correspondant vraisemblablement à des turbidites distales. Celles-ci n'interrompent pas significativement la sédimentation pélagique. Sur les coupes les plus orientales du bassin, aucun dépôt événementiel n'est observé. À partir de la zone à *N. peregrinus*, la sédimentation revient à des alternances marnes-calcaires à dominantes marneuses entrecoupées de faisceaux d'alternances marnes-calcaires régulières, corrélables à l'échelle du bassin. L'Hauterivien inférieur est marqué par le retour à des alternances constituées à part égales de marnes et de calcaires pluridécimétriques. Durant l'Hauterivien, l'alternance marne-calcaire n'est interrompue que par un ensemble plus argileux à la base de l'Hauterivien supérieur, corrélable sur l'ensemble du bassin. La fin de l'Hauterivien est marquée par une diminution de l'épaisseur des alternances, passant de près d'un mètre à quelques décimètres.

1.2. Outils de corrélation à travers le bassin

L'étude cyclostratigraphique nécessite une série continue, et donc dépourvue de slump et de turbidite. Les coupes étudiées présentent un ou plusieurs slumps, ce qui nous a obligés à travailler à partir de séries composites. Quelques niveaux repères, intercalés dans la succession d'alternances marne/calcaire, servent de repères lithologiques fiables qui permettent la construction d'une série synthétique pour le Bassin Vocontien (Fig. 3.3) :

- À la base de la zone à *B. campylotoxus* apparaît la bentonite O3. Cette bentonite centrimétrique, initialement identifiée sur la coupe de Vergol (Fesneau et al., 2009), a été retrouvée sur deux autres coupes du bassin (Reynier et Angles).
- Quatre niveaux centimétriques enrichis en matière organique sont identifiés dans la zone à *B. campylotoxus* : les niveaux Barrande (Reboulet et al., 2003). Initialement identifiés à Vergol, ces niveaux sont aussi présents sur les coupes d'Angles (Gréselle et al., 2011) et de Morénas.
- Dans l'Hauterivien terminal, quelques niveaux de *black shales* sont identifiés à la transition entre les sous-zones à *P. ohmi* et *P. catulloi* (zone à *P. ohmi*). Ces niveaux sont liés à l'événement Faraoni corrélié sur l'ensemble de la Téthys occidentale (Baudin et al., 1999).

À ces niveaux repères s'ajoutent une série de faisceaux carbonatés caractéristiques et corrélés par ammonites sur l'ensemble du bassin. Ces faisceaux sont nommés en fonction de l'espèce d'ammonite index de zone que l'on y trouve :

- Le Faisceau à Verrucosum, appelé aussi « Tétrade » (Thieuloy, 1977), est constitué des quatre derniers bancs carbonatés avant la grande vire marneuse que constitue la zone à *S. verrucosum*.
- Le Faisceau à *Pronecostatum* (Reboulet, 1996) forme la base de la zone à *K. pronecostatum*.
- Le Faisceau à *Peregrinus*, appelé aussi « Faisceau Médian », marqué par la première apparition de *N. peregrinus* (Cotillon et al., 1980), est constitué de neuf bancs corrélables sur l'ensemble du bassin et dans les coupes pélagiques de l'Atlantique Nord et du Golfe du Mexique (Cotillon & Rio, 1984).
- Le Faisceau à *Nicklesi* (Reboulet, 1996) marqué par la première apparition de *O. (O.) nicklesi*.
- Le double Faisceau à *Furcillata* (Reboulet, 1996) est constitué de deux faisceaux de bancs carbonatés à la base de la zone à *C. furcillata*.
- Le Faisceau à *Radiatus* (Reboulet, 1996) marque la première apparition de *A. radiatus*. Ce faisceau marque le passage d'alternances à dominante marneuse à des alternances constituées à part égales de marnes et de calcaires.

Enfin, le faisceau plus argileux à la base de la zone à *S. sayni* interrompt l'alternance marne/calcaire régulière et marque la base de l'Hauterivien supérieur sur l'ensemble du bassin.

1.3. Origine des alternances marne/calcaire

Les alternances marnes-calcaires du Bassin Vocontien ont été largement étudiées d'un point de vue minéralogique, faunistique et géochimique afin de tester leur origine primaire ou diagénétique. Elles ont par ailleurs fait l'objet de corrélations entre bassins et de simulations numériques pour expliquer l'action de la diagenèse.

L'hypothèse d'une origine purement diagénétique suppose une formation des alternances marne/calcaire à partir d'un sédiment précurseur relativement homogène. Durant la phase de diagenèse précoce, l'aragonite présente dans le sédiment précurseur de la marne serait dissoute puis recristalliserait dans les porosités du sédiment précurseur du banc calcaire. En revanche, le matériel terrigène et les cristaux carbonatés plus stables (High Magnesium Calcite, Low Magnesium Calcite et dolomite) migreraient peu durant cette phase. Le banc carbonaté ainsi formé verrait sa porosité comblée par la reprécipitation du matériel dissout dans les sédiments adjacents et se compacterait très peu lors de l'enfouissement. En revanche, les marnes ainsi formées seraient très poreuses et présenteraient un fort taux de compaction (Ricken, 1986). Dans ce modèle, les alternances marne/calcaire seraient caractérisées par un fort taux de compaction des marnes et par des variations brusques de teneur en carbonates de calcium à la transition entre un banc calcaire et un interbanc marneux. Une modélisation de ces processus n'exclut pas une origine diagénétique des alternances du Valanginien du Bassin Vocontien (Munnecke et al., 2001). Toutefois, cette hypothèse prévoit une faible migration du matériel terrigène et des formes de calcite stables. Il est donc possible de l'écarter en montrant l'existence d'une variation systématique des cortèges argileux entre les deux types de lithologie (Westphal et al., 2010).

Précisément, les alternances marne/calcaire du Bassin Vocontien montrent sur de larges intervalles de temps du Mésozoïque une variation systématique des cortèges argileux en lien avec la cyclicité lithologique (Deconinck & Chamley, 1983 ; Ferry et al., 1983). Les cortèges argileux primaires n'ont pas été affectés par la diagenèse d'enfouissement sur des coupes présentant une matière organique immature à l'Ouest du bassin et sont les mieux adaptées pour étudier les variations des cortèges argileux en fonction des variations climatiques et/ou eustatiques (Levert & Ferry, 1988). Ces cortèges argileux présentent un enrichissement systématique des interbanes marneux en kaolinite et en illite tandis que les bancs carbonatés sont enrichis en interstratifiés illite-smectite *R0* (Cotillon et al., 1980). Ces variations cycliques des cortèges argileux reflètent des fluctuations climatiques, variant de conditions tropicales très hydrolysantes lors du dépôt des marnes à des conditions semi-arides lors du dépôt de calcaires (Deconinck, 1987).

À ces fluctuations des cortèges argileux s'ajoutent des fluctuations cycliques des assemblages fauniques, traduisant des conditions oligotrophiques lors du dépôt des bancs calcaires et hétérotrophiques lors du dépôt des interbanes marneux (Darmedru et al., 1982 ; Darmedru, 1984 ; Reboulet et al., 2003). Finalement, les alternances marne/calcaire du Bassin Vocontien sont corrélées avec les alternances pélagiques situées au large de la Floride et dans le Golfe du Mexique (Cotillon & Rio, 1984). La cyclicité des compositions minéralogiques et fauniques en lien avec la cyclicité lithologique ainsi que la possibilité de corréler les faisceaux de bancs entre plusieurs bassins permet d'exclure une origine purement diagénétique des alternances marne/calcaire du Bassin Vocontien.

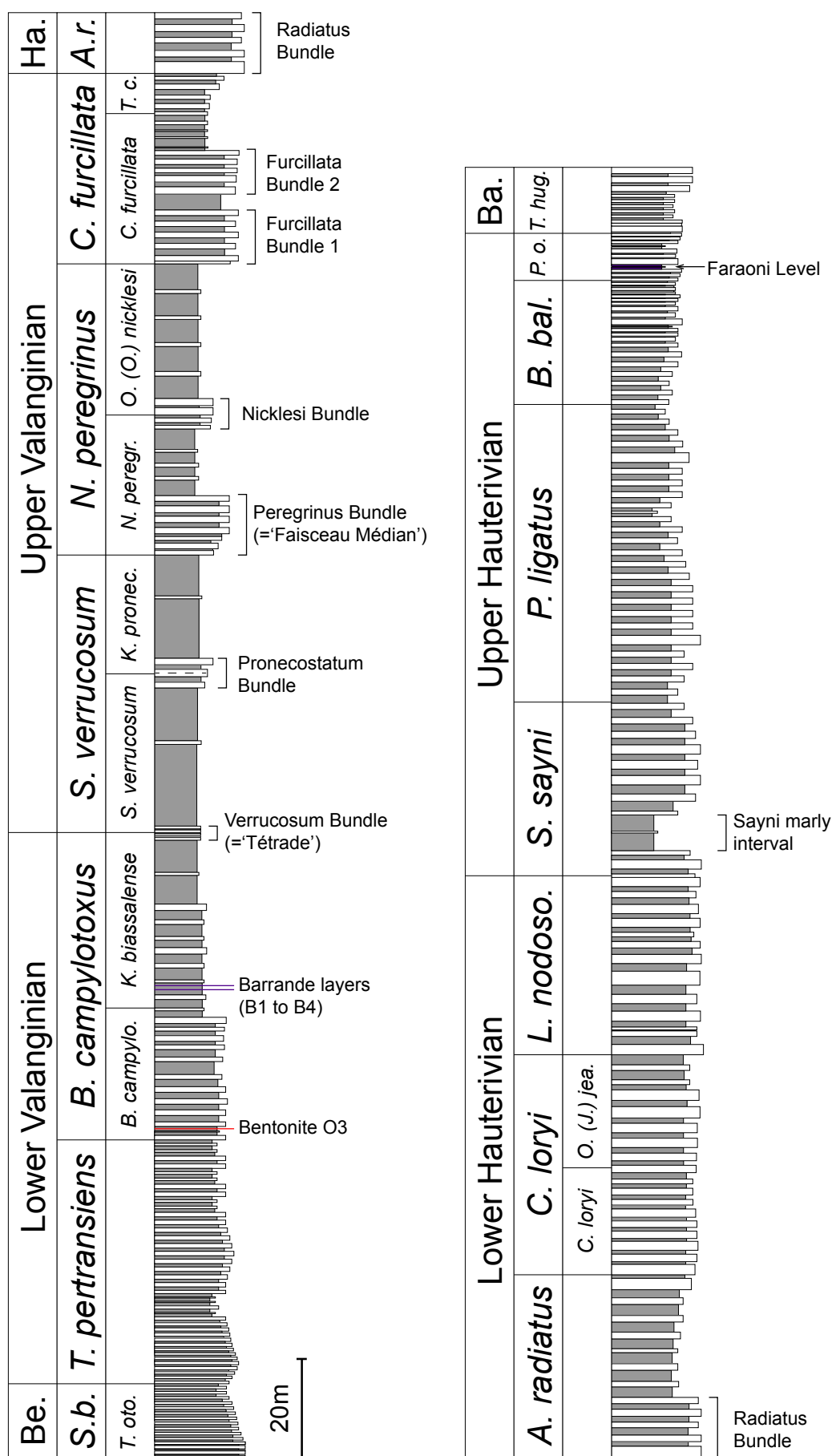


Fig. 3.3. Série synthétique du Valanginien-Hauterivien du Bassin Vocontien. Les niveaux et faisceaux repères sont indiqués. La zonation correspond à la zonation d'ammonites (Reboulet, 1996 ; Reboulet & Atrops, 1999). L'échelle est donnée à titre indicatif. Be. : Berriasien ; Ba. : Barrémien.

1.4. Description des coupes étudiées

Les coupes étudiées sont présentées en allant de l'Ouest vers l'Est du bassin (Fig. 3.1c).

1.4.1. La coupe de La Charce (Fig. 3.4)

(Base de la coupe ; WGS84 : 44°28'11,23"N ; 5°26'20,95"E)

(Base de l'Hauterivien ; WGS84 : 44°28'09,89"N ; 5°26'37,67"E)

La coupe est située à l'Ouest du village de La Charce en direction de La Motte-Chalancon (Drôme) dans le Diois. Elle se présente sous la forme de *badlands* dans le Valanginien supérieur avant d'affleurer en bord de route dans l'Hauterivien. La limite Valanginien-Hauterivien se situe dans les premiers bancs affleurant en bord de route (Fig. 3.4). De part sa position paléogéographique dans le Canyon de Ceüse, la coupe est marquée par la présence de turbidites dans la zone à *S. verrucosum* (Fig. 3.2 ; Beaudoin et al., 1987). La sédimentation pélagique reprend de manière continue à partir du sommet de la zone à *S. verrucosum* et reste continue jusque dans l'Hauterivien où elle est interrompue par deux slumps vers le sommet de la zone à *A. radiatus* et à la transition entre les zones à *C. loryi* et *L. nodosoplicatum*. La coupe affleure jusque dans la zone à *P. ligatus*. La présence de nombreuses ammonites a permis de dater précisément la coupe (Bulot et al., 1992 ; Reboulet & Atrops, 1999) et d'en faire le candidat GSSP pour la limite Valanginien-Hauterivien (Ogg et al., 2008). La coupe est aussi datée par nannofossiles calcaires (Thierstein, 1973 ; Gardin, 2008 ; Gréselle et al., 2011). Les valeurs de $T_{\max}$ atteignent 430°C dans les bancs situés sur le Faisceau Médian (Levert & Ferry, 1988), ce qui correspond à une matière organique immature (Dellisanti et al., 2010). Par ailleurs, la présence de smectites en abondance indique également une influence faible de la diagenèse d'enfouissement (Fesneau, 2008).

1.4.2. La coupe de Vergol (Fig. 3.5)

(Limite Berriasien-Valanginien ; WGS 84 : 44°12'10,52"N ; 5°25'06,48"E)

Située à proximité de Montbrun-les-Bains sur la route d'Aulan (Drôme) dans les Baronnie, la coupe couvre le sommet de la zone à *S. boissieri* (Berriasien supérieur) jusqu'à la zone à *N. peregrinus* (Valanginien supérieur). Sa richesse en ammonites et la continuité de l'affleurement le long de la transition Berriasien-Valanginien en font un candidat pour le GSSP de cette limite. La coupe débute au Berriasien supérieur en talweg, puis le Valanginien inférieur affleure jusqu'à la bentonite O3 en bord de route. La série est alors interrompue dans la zone à *T. pertransiens* par un slump. La partie supérieure affleure de nouveau en talweg en contrebas de la route menant à Vergol. À la fin du Valanginien inférieur, la coupe présente de nombreux slumps, obligeant à poursuivre l'étude sur la coupe de Morénas, située à 3 km au Nord de Vergol. La coupe est datée par ammonites, calpionelles (Blanc et al., 1994) et nannofossiles calcaires (Gréselle et al., 2011). Les valeurs de $T_{\max}$ atteignent 435°C dans les bancs du Faisceau Médian (Levert & Ferry, 1988), ce qui correspond à la transition entre une matière organique immature et mature (Dellisanti et al., 2010).

1.4.3. La coupe de Morénas (Fig. 3.5)

(Base de la coupe ; WGS84 : 44°13'46,64"N ; 5°25'17,75"E)

Située au Nord-Ouest d'Aulan, la coupe de Morénas affleure en talweg depuis le milieu de la zone à *B. campylotoxus* puis se présente sous forme de *badlands* depuis la zone à *S. verrucosum* jusqu'à la zone à *N. peregrinus* (Fig. 3.5). La lithologie s'y corrèle banc à banc avec celle de Vergol. À l'inverse de Vergol, aucun slump ne vient interrompre la succession pélagique jusqu'à la zone à *N. peregrinus*. La coupe est datée par ammonites (Reboulet, 1996).

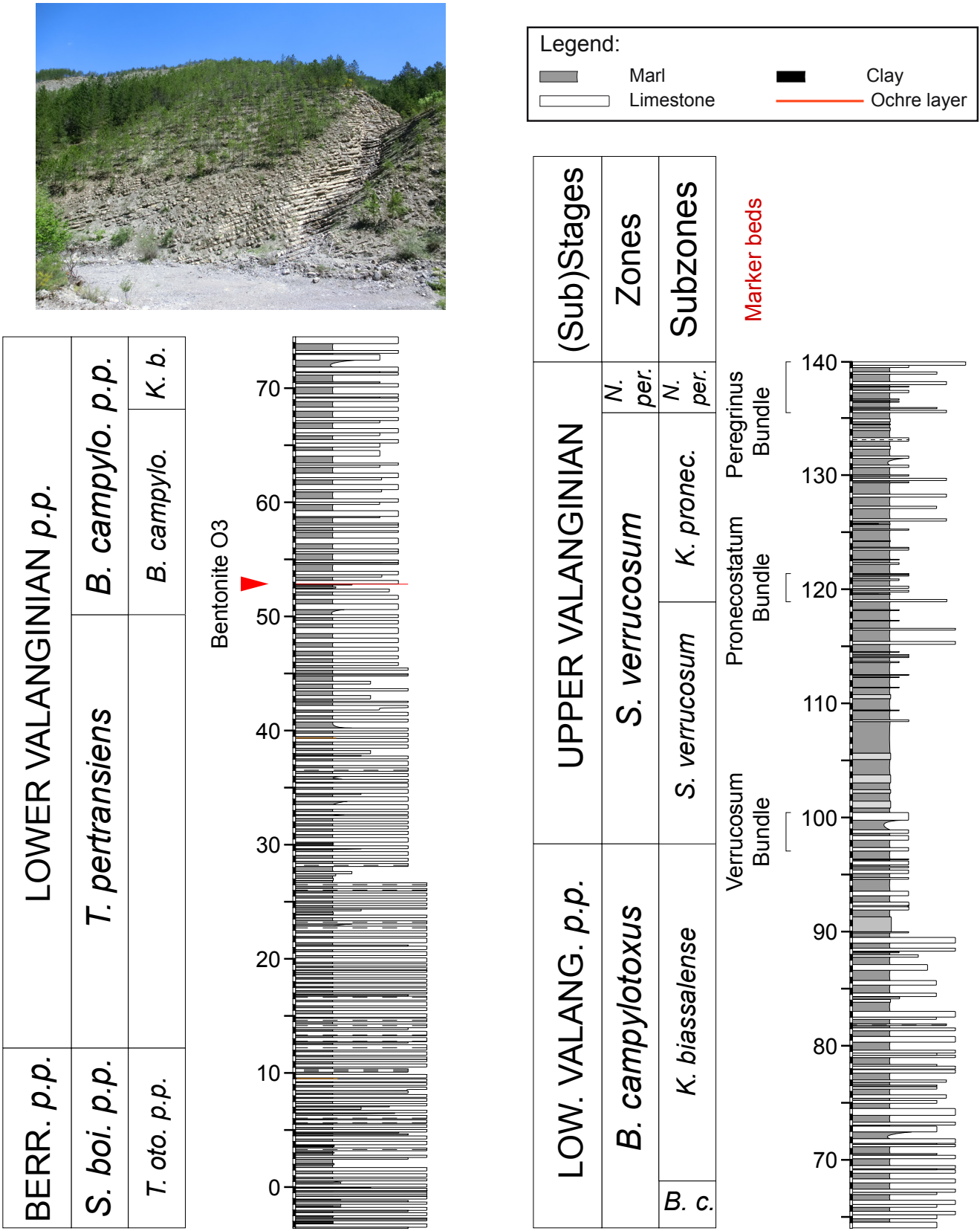


Fig. 3.6. Log de la coupe de Reynier. *En vignette* : passage Berriasien-Valanginien de la coupe de Reynier.

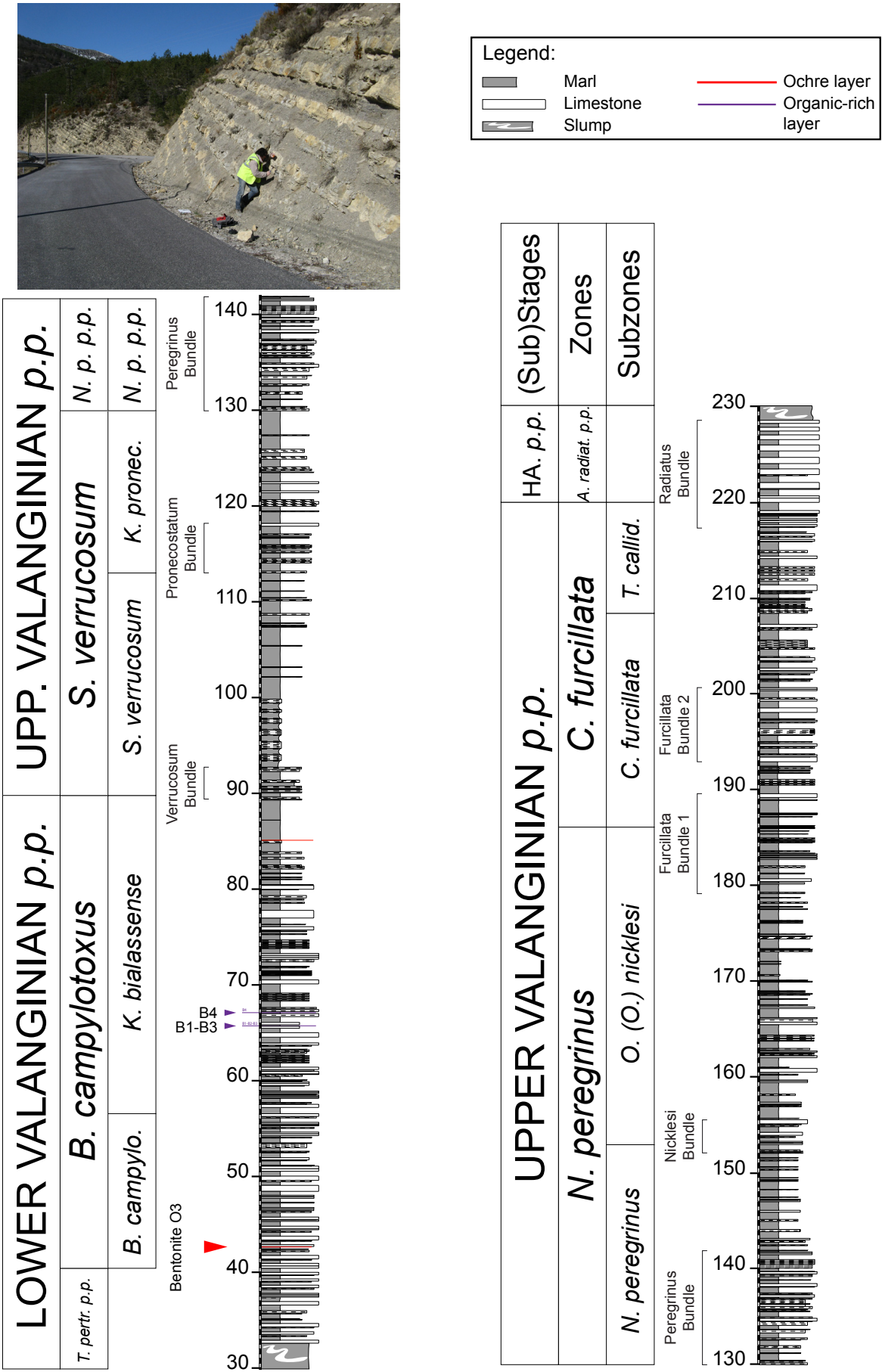


Fig. 3.7. Log de la coupe d'Angles. En vignette : photographie des zones à *T. pertransiens* et *B. campylotoxus* de la coupe d'Angles.

1.4.4. La coupe de Reynier (Fig. 3.6)

(Base de la coupe ; WGS84 : 44°17'58,14"N ; 6°07'02,01"E)

La coupe est située au Sud-Est du village de Reynier (Alpes-de-Haute-Provence), à une vingtaine de kilomètres au Nord de Sisteron. On atteint la coupe en sortant du village de Reynier en direction du gîte de Baudinard. Au niveau d'un passage à gué, à quelques centaines de mètres de la sortie du village, un chemin en terre conduit à une digue, où débute la coupe. Elle couvre une série d'alternances continue depuis le Berriasien supérieur (zone à *S. boissieri* ; sous-zone *T. otopeta* ; Fig. 3.6) jusqu'au Valanginien supérieur (zone à *N. peregrinus*). La série est datée par ammonites et calpionelles (Le Hégarat, 1971). Les repères lithologiques définis en section 1.2 sont exploités pour dater la coupe. Les valeurs de Tmax atteignent 445°C dans les bancs du Faisceau Médian (Levert & Ferry, 1988), ce qui correspond à une matière organique mature (Dellisanti et al., 2010).

1.4.5. La coupe d'Angles (Fig. 3.7)

(Limite Berriasien-Valanginien ; WGS84 : 43°56'11,72"N ; 6°31'56,83"E)

La coupe d'Angles est située au Sud-Est de Saint-André-les-Alpes et au Nord de Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). L'accès à la coupe depuis Saint-André-les-Alpes, se fait par la N202 puis, au pont Saint-Julien, en suivant la D33 en direction du village d'Angles. La coupe affleure en bord de route. La zone à *T. pertransiens* est perturbée par deux slumps et une lacune d'observation, aussi la zone étudiée s'étend-elle du sommet de la zone à *T. pertransiens* à la base de la zone à *A. radiatus*. Un slump affecte l'intervalle entre les bancs 290 et 295 dans la zone à *B. campylotoxus* et un raccord a dû être fait en talweg à proximité de la route. La coupe est datée par ammonites (Bulot & Thieuloy, 1994 ; Reboulet & Atrops, 1999) et par nannofossiles calcaires (Duchamp-Alphonse et al., 2011). Les valeurs de Tmax atteignent 440°C au niveau du Faisceau Médian (Levert & Ferry, 1988), ce qui correspond à une matière organique mature (Dellisanti et al., 2010). Dans ce secteur du bassin, l'empreinte diagénétique est notamment marquée par l'illitisation des smectites dans les marnes et la formation de chlorite dans les calcaires (Deconinck & Chamley, 1983 ; Deconinck, 1987).

1.5. Les coupes composites

La présence de nombreuses coupes bien datées nous a permis de constituer deux séries composites couvrant l'intégralité du Valanginien. Le choix de travailler sur des séries composites est motivé par la présence de slumps, ne permettant pas l'observation d'une série complète du Valanginien sur une seule coupe, et par la nécessité de travailler sur les séries les plus longues possibles afin d'affiner la résolution des méthodes de traitement du signal.

Deux séries composites sont ainsi formées pour le Valanginien : Vergol-Morénas-La Charce (VMLC) dans la partie occidentale du Bassin et Reynier-Angles (RA) dans la partie orientale. Ces deux séries appartiennent à des domaines de diagenèse thermique distincts (Fig. 3.8). Lors de l'orogénèse alpine se met en place un gradient de diagenèse thermique, croissant depuis l'Ouest vers l'Est. La série VMLC contient des coupes marquées par une matière organique immature et des interstratifiés I/S R0 riches en smectites, reflétant une faible diagenèse thermique. La série RA est marquée par des coupes qui contiennent de la matière organique mature et des interstratifiés I/S R1 riches en illite, reflétant une forte diagenèse thermique. Les cycles orbitaux terrestres étant à l'origine de changements climatiques globaux, il est possible de comparer leur enregistrement cyclique sur de longues distances (Cotillon & Rio, 1984). Le fait de comparer des signaux provenant de coupes ayant été placées dans des contextes diagénétiques différents nous permettra de vérifier si le signal primaire n'a pas été alétiéré par la diagenèse thermique et donc si le signal cyclique obtenu reflète bien des changements climatiques et/ou eustatiques enregistrés à l'échelle régionale.

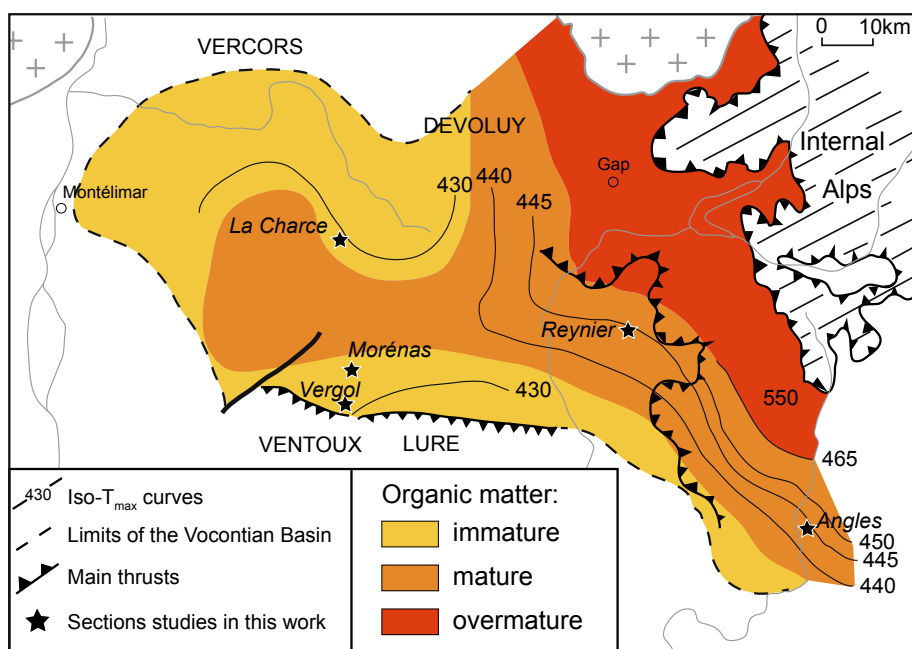


Fig. 3.8. État de maturation de la matière organique mesurée sur un même banc du Valanginien et localisation des coupes étudiées (modifié d'après [Levert & Ferry, 1988](#)).

2. Le Domaine Subbétique

2.1. Description générale du bassin

Les zones externes de la Cordillère Bétique (Sud-Est de l'Espagne) sont constituées des domaines Prébétique et Subbétique. Ce dernier forme un domaine affecté par la tectonique alpine mais préservé du métamorphisme provoqué par la formation de cette dernière par la formation de la Chaîne Bétique ([García-Hernandez et al., 1980](#)). Dès le Pliensbachien, une phase de rifting intracontinental sépare le Domaine Prébétique, qui forme alors un domaine de plate-forme, du Domaine Subbétique, marqué par des faciès hémipélagiques tout à fait identiques à ceux du Bassin Vocontien ([Vera, 2001](#)). Au Crétacé inférieur, le Domaine Subbétique se trouve à des paléolatitudes comprises entre 20 et 25°N ([Dercourt et al., 1993](#)). Le Domaine est affecté par une nouvelle phase de rifting dans un contexte de transtension, lié à la rotation anti-horaire du bloc ibérique. La paléotopographie est alors modelée par une série de horsts et grabens ([Fig. 3.9](#)). L'activité tectonique induit des variations d'épaisseurs importantes d'une coupe à l'autre tandis que sur certaines coupes, on note la présence de nombreuses turbidites ([Vera et al., 2004](#)).

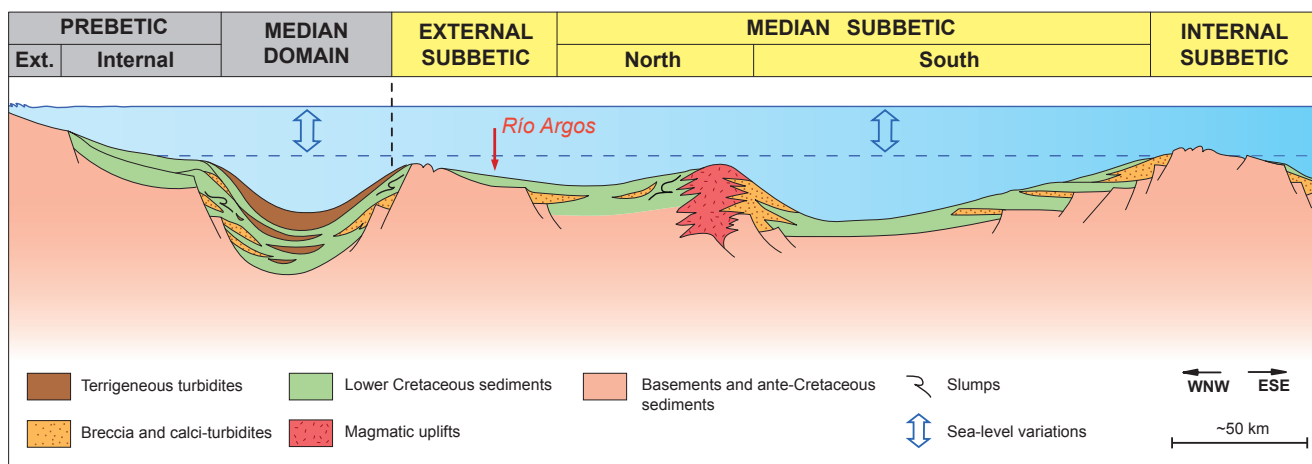


Fig. 3.9. Profil de la paléo-marge ibérique sud durant le Crétacé inférieur dans les zones prébétiques et subbétiques (modifié d'après [Martín-Algarra et al., 1992](#)).

La série sédimentaire du Crétacé inférieur du Domaine Subbétique se résume à une série d'alternances entre bancs calcaires micritiques pluridécimétriques et interbancs marneux de plus d'un mètre d'épaisseur, constituant la Formation de Carretero. De l'Hauterivien supérieur au Barrémien inférieur, l'épaisseur des interbancs marneux se réduit progressivement pour atteindre des épaisseurs pluridécimétriques, tandis que les bancs carbonatés conservent la même épaisseur. On passe de l'Hauterivien supérieur au Barrémien inférieur d'alternances à dominantes marneuses à des alternances constituées à part égale de bancs calcaires et d'interbancs marneux.

Les alternances marnes-calcaires du Domaine Subbétique ont été moins étudiées que celles du Bassin Vocontien. Une étude cyclostratigraphique menée sur les alternances marnes-calcaires du Berriasien de la coupe de Río Argos permet d'identifier la précession et la petite excentricité (Sprenger and Ten Kate, 1993). Toutefois, contrairement au Bassin Vocontien, aucune étude minéralogique ou faunistique n'a été entreprise de façon à vérifier si une cyclicité en lien avec la lithologie s'enregistre dans les cortèges argileux et les assemblages floro-fauniques, permettant ainsi de vérifier l'origine primaire des alternances (Westphal et al., 2010).

2.2. La coupe de Río Argos (Fig. 3.10)

(Base de X.Ag-1 ; WGS84 : 38°4'14,26"N ; 1°56'56,19"W)

(Base de X.Ag-5 ; WGS84 : 38°4'19,93"N ; 1°56'34,99"W)

La coupe du Domaine Subbétique étudiée dans le cadre de ce travail est la coupe de Río Argos. Située à 8 km au Sud-Est de Caravaca de la Cruz (Province de Murcie), la coupe comprend la série la plus complète de la Téthys occidentale pour l'intervalle Hauterivien supérieur-Barrémien basal (Hoedemaker, 1998 ; Company et al., 2003). La coupe affleure dans cinq talwegs notés X.Ag-1 à X.Ag-5, sous une formation conglomératique du Pliocène qui vient se déposer en discordance sur les rythmites hémipélagiques du Crétacé. Les talwegs 1 et 5 sont les mieux datés par ammonites (Hoedemaeker & Leereveld, 1995 ; Company et al., 2003). X.Ag-1 commence dans la zone à *L. nodosoplicatum* et s'achève au sommet de la zone à *T. hugii*. La coupe X.Ag-5 affleure à partir de la zone à *P. ligatus* jusque dans la zone à *T. hugii*. La coupe présente la portion la plus dilatée de la transition Hauterivien-Barrémien et constitue le candidat GSSP pour cette limite d'étages. L'affleurement comprend des portions végétalisées dans *P. ligatus*. Par ailleurs, la zone à *B. balearis* ne présente que dix-sept bancs sur la coupe X.Ag-1 contre une quarantaine sur X.Ag-5 et d'autres coupes du Bassin Vocontien et du Bassin d'Ombrie-Marche (Italie centrale) (Bodin et al., 2006a). En comparaison avec X.Ag-5 et d'autres coupes sur le secteur ouest-téthysien, la coupe X.Ag-1 apparaît moins complète pour la zone à *B. balearis*. La coupe X.Ag-5 montrant des affleurements de meilleures qualités pour les zones à *P. ligatus* et *B. balearis*, nous avons choisi de travailler sur cette coupe pour cet intervalle de temps. Les coupes X.Ag-1 et X.Ag-5 se corrélaient banc à banc dans la zone à *P. ligatus*. Dans la zone à *P. ohmi*, le niveau Faraoni et les données biostratigraphiques servent de guide pour corréler les coupes entre elles.



Résumé du chapitre 3

- Ce travail est réalisé sur deux bassins : le Bassin Vocontien (Sud-Est de la France) et le Domaine Subbétique (Sud-Est de l'Espagne). Ces deux domaines sont constituées d'alternances marne/calcaire déposées, au Crétacé inférieur, dans des environnements hémipélagiques à des paléolatitudes de 30° N.
- Les alternances marne/calcaire du Bassin Vocontien sont associées à des changements minéralogiques, fauniques et géochimiques et correspondent donc des variations cycliques paléoenvironnementales imputées à un forçage orbital. Par ailleurs, ces coupes peuvent être finement corrélées sur l'ensemble du bassin à partir d'une série de bancs repères et de données biostratigraphiques ce qui a permis de travailler sur cinq coupes réparties sur l'ensemble du bassin de façon à obtenir des séries couvrant l'ensemble du Valanginien. Ces coupes ont connues des histoires de diagenèse d'enfouissement différentes ce qui permettra d'évaluer d'évaluer l'impact de la diagenèse d'enfouissement sur le signal orbital primaire.
- Les alternances marne/calcaire du Domaine Subbétique ont été très peu étudiées jusqu'ici, bien qu'elle aient été attribuées à un forçage orbital par analyse spectrale dans le Berriasien et par corrélation avec les coupes du Bassin Vocontien. La coupe de Río Argos, bien datée par ammonites et présentant l'enregistrement du niveau Faraoni a été sélectionnée au cours de ce travail. La coupe est complète pour l'Hauterivien supérieur et constitue le candidat pour le GSSP de la limite Hauterivien-Barrémien. Une étude cyclostratigraphique groupant plusieurs indicateurs paléoclimatiques s'est concentrée sur ce dernier intervalle.

Chapitre 4

-

Matériels et Méthodes

Chapitre 4 : Matériel et méthodes

1. Indicateurs paléoclimatiques/lithologiques utilisés

1.1. Gamma-ray spectral (GRS)

Le gamma ray spectral correspond à la mesure du rayonnement gamma naturellement émis par la roche. À l'état naturel, trois isotopes émettent des rayonnements gamma : le potassium 40 (^{40}K), l'uranium 238 (^{238}U) et le thorium 232 (^{232}Th). Ces trois isotopes sont très abondants dans les roches endogènes acides (Serra, 1979). L'altération physico-chimique de ces roches lors de la pédogénèse concentre ces éléments dans la phase argileuse. Le potassium est associé à l'illite, le thorium, très insoluble, se retrouve associé à la kaolinite tandis que l'uranium est associé à la matière organique (Deconinck et al., 2003 ; Algeo & Maynard, 2004). À l'inverse, les roches carbonatées d'origine marine contiennent très peu d'isotopes radioactifs. Dans le cadre de séries sédimentaires constituées d'alternances marne/calcaire, la mesure du GRS est donc un indicateur de l'argilosité de la roche : plus la roche est argileuse plus sa valeur de GRS est élevée (Quirein et al., 1982). Dans le cas d'horizons riches en matières organiques, le GRS est également un marqueur d'enrichissement en matière organique (Schmoker, 1981).

Les mesures de GRS sont effectuées in situ à l'aide d'un spectromètre portable SatisGeo® GS-512 (Fig. 4.1). Il est constitué d'une sonde d'un diamètre de 12 cm reliée par un câble à une unité centrale qui enregistre les mesures. La sonde est équipée d'un détecteur à scintillation GSP-3 muni d'un cristal de NaI(Tl). Pendant une durée d'acquisition constante d'une minute, le scintillateur capte chaque rayonnement gamma et amplifie son signal. Celui-ci, est alors transformé en signal électrique et compté par l'unité centrale, ce qui permet de mesurer la radioactivité environnante. Chaque source de radioactivité émet sur sa propre bande d'énergie. L'appareil est conçu pour séparer chaque bande d'énergie, ce qui permet de distinguer la source d'énergie émise par la roche (^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th) du bruit de fond provoqué par interaction rayonnement cosmique/atmosphère ou par pollution anthropique. À partir de ces mesures, l'unité centrale calcule la concentration de ces trois éléments, exprimée en % pour le potassium et en ppm pour l'uranium et le thorium. La quantité de rayonnement total est exprimée en ppm équivalent Uranium (ppm eU ; 1ppm=1µg/g ; SatisGeo®, Manuel d'instruction).

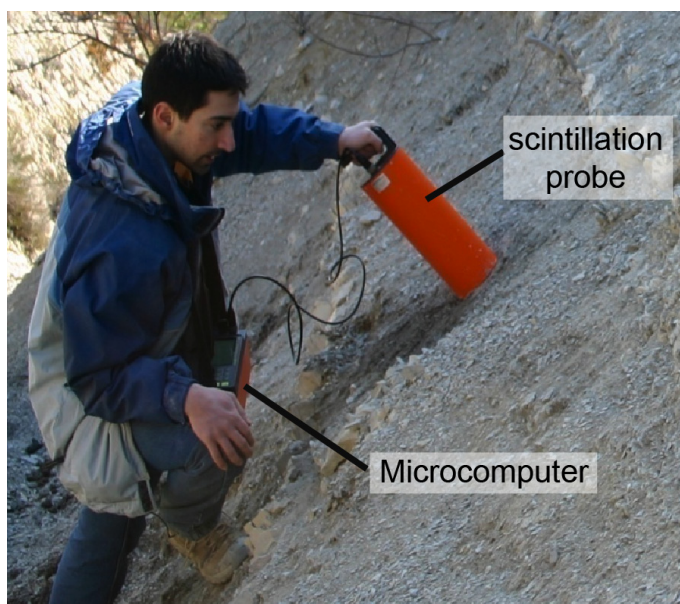


Fig. 4.1. Mesure de gamma-ray avec la sonde GS-512.

L'appareil capte 90% de son signal sur un rayon d'environ 20 cm (Vacek et al., 2010). Des biais liés à des effets de planéité de la surface mesurée existent. Si la surface mesurée est située dans un creux, le "trop plein" de matériau autour de la sonde entraîne une surestimation de la valeur de GRS. À l'inverse, si la mesure se fait sur un ressaut (par exemple, sur un banc calcaire très résistant à l'érosion comparé aux marnes qui l'encadrent), l'absence de matière autour du ressaut conduit à une sous-estimation de la valeur de GRS. Les mesures sont donc prises sur les surfaces les plus planes possibles (Fig. 4.1). Les marnes sont systématiquement rafraîchies de façon à ne mesurer que les marnes de l'interbanc ciblé et non les produits d'altération. Des précautions sont donc prises pour obtenir des surfaces planes après rafraîchissement de la coupe.

La reproductibilité des mesures a été testée en mesurant 30 fois le même échantillon de calcaire et de marne. La reproductibilité des mesures (donnée à 1σ) est de (Fig. 4.2):

- 0,3 ppm pour le rayonnement total (soit autour de 5% des valeurs fréquemment rencontrées lors de ce travail).
- 0,1% pour le potassium (soit autour de 10% des valeurs de concentrations en potassium fréquemment rencontrées lors de ce travail).
- 0,5 ppm pour l'uranium (soit entre 25 et 50% des valeurs de concentration fréquemment rencontrées lors de ce travail).
- 0,7 ppm pour le thorium (soit entre 15 et 40% des valeurs de concentration fréquemment rencontrées lors de ce travail).



Limestone				
	GRS	K	U	Th
Average	5.1	0.8	1.3	2.1
Minimum	4.5	0.6	0.4	0.6
Maximum	5.6	0.9	2.2	3.7
Standard deviation	0.3	0.1	0.6	0.8
Variability (%)	5.9	12.5	46.2	38.1

Marl				
	GRS	K	U	Th
Average	6.8	1.1	1.5	3.3
Minimum	6.1	0.8	0.8	2.0
Maximum	7.3	1.3	2.4	5.0
Standard deviation	0.3	0.1	0.4	0.6
Variability (%)	4.4	9.1	26.7	18.2

Fig. 4.2. Reproductibilité sur 30 mesures des valeurs de GRS, K, U, Th sur un banc calcaire et un interbanc marneux. Les valeurs de GRS, exceptée la variabilité, sont exprimées en ppm eU. Les valeurs de concentration en potassium sont exprimées en %, exceptée la variabilité exprimée en pourcentage de la concentration en potassium. Les valeurs de concentration en uranium en ppm eU, exceptée la variabilité. Les valeurs de concentration de thorium sont exprimées en ppm eTh, exceptée la variabilité.

1.2. Susceptibilité Magnétique (SM)

La susceptibilité magnétique quantifie la capacité d'un matériau à s'aimanter sous l'effet d'un champ magnétique externe. Il s'agit d'une grandeur sans unité qui correspond au ratio entre le champ magnétique appliqué par l'appareil de mesure à l'échantillon et le champ magnétique émis par l'échantillon (Evans & Heller, 2003 ; Eq. 1).

$$\kappa_m = \frac{\vec{M}}{\vec{H}} \quad (1) \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} \kappa_m : \text{la susceptibilité magnétique de l'échantillon (sans unité)} \\ \vec{M} : \text{le champ magnétique émis par l'échantillon (en A.m}^{-1}\text{)} \\ \vec{H} : \text{le champ magnétique émis par l'appareil de mesure (en A.m}^{-1}\text{)} \end{array}$$

Le champ magnétique est une force écrite sous la forme d'un vecteur. Dans le cas où les champs magnétiques de l'appareil de mesure et de l'échantillon sont orientés dans le même sens, la valeur de SM est positive. Dans le cas contraire, cette valeur devient négative. Le vide a une valeur de SM nulle.

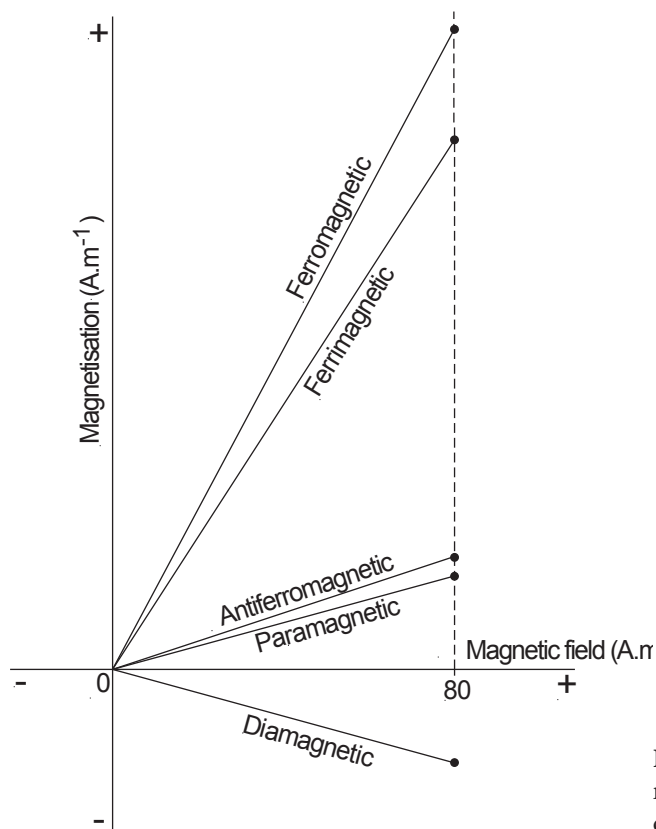


Fig. 4.3. Relation schématique entre magnétisation et champ magnétique appliqué au minéral permettant d'illustrer les différents comportements magnétiques (d'après Dearing, 1999).

Les minéraux ferri-fères possèdent les plus grandes valeurs de susceptibilité magnétique. Les principaux comportements magnétiques sont schématisés en figure 4.3 et décrits ci-dessous avec quelques exemples de minéraux (Hunt et al., 1995):

- Ferromagnétique : ces minéraux contiennent les valeurs de SM les plus élevées. Dans ce cas de figure, les moments magnétiques des minéraux sont parfaitement ordonnés et alignés dans le même sens. Ce comportement s'applique par exemple au fer pur.

- Ferrimagnétique : ces minéraux contiennent de fortes valeurs de SM. Les moments magnétiques des minéraux sont fortement alignés, mais la structure du réseau cristallin impose la co-existence de deux sens opposés de moments magnétique. L'un de ces sens émettant un champ magnétique de plus forte intensité que l'autre, les minéraux ferrimagnétiques sont spontanément aimantés. La magnétite (Fe_3O_4) est un exemple commun de minéral ferrimagnétique.

- Superparamagnétique : il s'agit du comportement des minéraux ferro- et ferrimagnétiques lorsqu'ils sont à l'état de petits grains ou de nanoparticules. Dans ce cas, leur valeur de SM est plus faible que celle des minéraux ferrimagnétiques.
- Antiferromagnétique : ces minéraux contiennent de plus faibles valeurs de SM que les minéraux ferrimagnétiques. Dans ce cas, les moments magnétiques des minéraux sont parfaitement alignés, mais la structure du réseau cristallin impose la co-existence de deux directions de moments magnétiques de force égale. Il en résulte une absence d'aimantation spontanée du minéral. L'hématite (Fe_2O_3) ou la goéthite ($\text{FeO}(\text{OH})$) sont deux exemples de minéraux antiferromagnétiques.
- Paramagnétique : ces minéraux contiennent des valeurs de SM plus faibles que les minéraux antiferromagnétiques. Les minéraux ayant cette propriété n'ont pas de moment magnétique spontanément aligné, d'où l'absence de leur aimantation. En revanche, placés sous un champ magnétique externe, les moments magnétiques s'alignent dans la direction du champ magnétique. L'illite, la smectite, la chlorite ou encore la pyrite sont des exemples de minéraux paramagnétiques.
- Diamagnétique : ces minéraux contiennent des valeurs de SM négatives et proches de 0. Dans ce cas, la modification du mouvement orbital des électrons sous l'effet d'un champ magnétique externe aboutit à la mise en place d'un champ magnétique du minéral extrêmement faible et de sens opposé au champ magnétique externe. La calcite, le quartz ou encore la kaolinite sont des exemples de minéraux diamagnétiques.

La valeur de SM d'un échantillon dépend au final de sa composition minéralogique et de la concentration des divers minéraux qui y sont présents. Si des grains autres que paramagnétiques ou diamagnétiques sont présents, la valeur de SM dépend aussi de la taille des cristaux et de la fréquence à laquelle l'appareil de mesure émet son champ magnétique (Stacey, 1963 ; Stephenson, 1971a, b). Dans le cadre des alternances marne/calcaire, la plupart des minéraux présentant les plus fortes valeurs de SM sont issus de l'érosion continentale et du transport de particules terrigènes vers les domaines de bassin (magnétite, hématite, argiles ferri-fères). En première approche, la valeur de SM est donc, tout comme le GRS, un indicateur du détritisme et de l'argilosité (e.g., Mayer & Appel, 1999 ; Boulila et al., 2008a). Toutefois, la présence de pyrite, d'oxydes ou d'hydroxydes de fer d'origines diagénétiques peut perturber cette interprétation (Riquier et al., 2010). La présence de nodules de pyrite dans des échantillons calcaires peut notamment contribuer à une surestimation de la valeur de SM moyenne du banc calcaire. Par ailleurs, certains minéraux détritiques sont diamagnétiques (ex : le quartz, la kaolinite), si bien qu'une forte teneur en kaolinite contribue à faire diminuer la valeur de SM de l'échantillon sans qu'il n'y ait de lien avec l'argilosité de cet échantillon. Enfin, une faible proportion de minéraux ferrimagnétiques peut entraîner une augmentation drastique de la valeur de SM de l'échantillon sans qu'il n'y ait de lien avec sa teneur en éléments détritiques. Au cours de ce travail, la SM est donc utilisée en complément d'autres indicateurs minéralogiques (DRX, calcimétrie) de façon à tester sa signification et à vérifier s'il y a bien une relation entre SM et teneur en éléments détritiques.

La SM a été mesurée à l'aide du pont de susceptibilité magnétique Agico® Kappabridge MFK1-B de l'UMR/CNRS ISTE-P à l'université Pierre et Marie Curie (Fig. 4.4). L'appareil est placé dans une pièce sans objet métallique et à faibles variations de température afin de limiter les variations de SM de l'air ambiant. Les échantillons (~10g) sont concassés, nettoyés, séchés à basses températures (<40°C) et placés dans des contenants en plastique. Trois mesures sont effectuées : deux "à vide" pour le blanc et, entre ces deux blancs, une mesure de l'échantillon dans son contenant. La valeur de SM corrigée de l'échantillon (notée κ_{corr} Eq. 2) correspond à la différence entre la valeur de SM de l'ensemble échantillon/contenant et la moyenne de la SM des deux blancs. À cette valeur est soustraite la valeur du contenant sans échantillon, ce qui permet de ne conserver que la SM volumique de l'échantillon. Afin d'éliminer les hétérogénéités de remplissage du contenant, la valeur de SM volumique est normalisée par rapport à

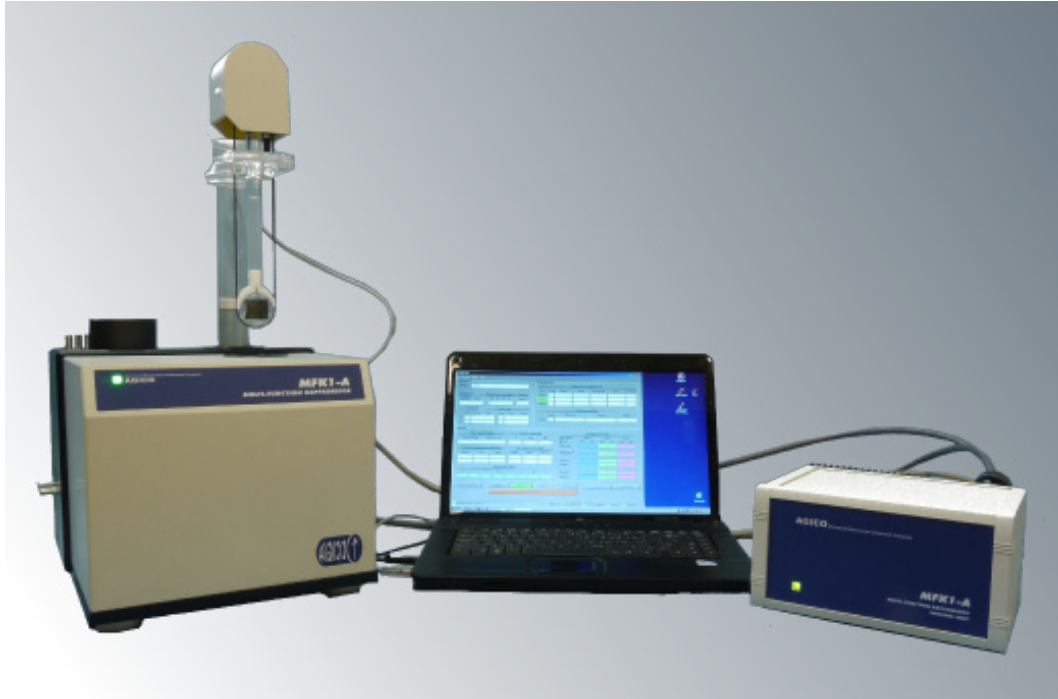


Fig. 4.4. Dispositif lié au pont de susceptibilité magnétique Agico® Kappabridge MFK1-B.

la masse de l'échantillon ce qui permet d'obtenir la SM massique, notée χ et exprimée en $\text{m}^3.\text{kg}^{-1}$ (Eq. 3 ; Dearing, 1999).

$$K_{\text{corr}} = K_{\text{mes}} - (K_{\text{blanc1}} + K_{\text{blanc2}})/2 \quad (2)$$

$$\chi_{\text{éch}} = \frac{K_{\text{corr}} - K_c}{m_{\text{éch}}} * V_c \quad (3)$$

avec κ_{corr} : SM de l'échantillon+contenant après correction de l'air ambiant
 κ_{mes} : SM de l'échantillon+contenant avant correction de l'air ambiant
 κ_{blanc} : SM de l'air ambiant
 $\chi_{\text{éch}}$: SM massique de l'échantillon (en $\text{m}^3.\text{kg}^{-1}$)
 κ_c : SM du contenant (après correction de l'air ambiant)
 V_c : Volume du contenant (en m^3)
 $m_{\text{éch}}$: Masse de l'échantillon (en kg)

La reproductibilité du MFK1-B est calculée en mesurant trente fois le même échantillon. Celle-ci est de $8 \times 10^{-10} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}$ (1σ), soit environ 2% de la valeur de SM.

1.3. Analyse des cortèges argileux par diffraction des rayons X (DRX)

1.3.1. Propriétés des minéraux argileux

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates, organisés en empilements de feuillets constitués de couches de tétraèdres SiO_4 et d'octaèdres $\text{Al}(\text{OH})_6$. Les couches d'octaèdres présentent des charges électriques négatives. Entre chaque feuillet, il existe un espace interfoliaire dont les cations assurent la neutralité de l'ensemble du minéral. La distance interfoliaire est propre à chaque espèce minérale (Fig. 4.5). Certaines espèces, telles que la smectite, voient leur espace interfoliaire gonfler en présence d'eau.

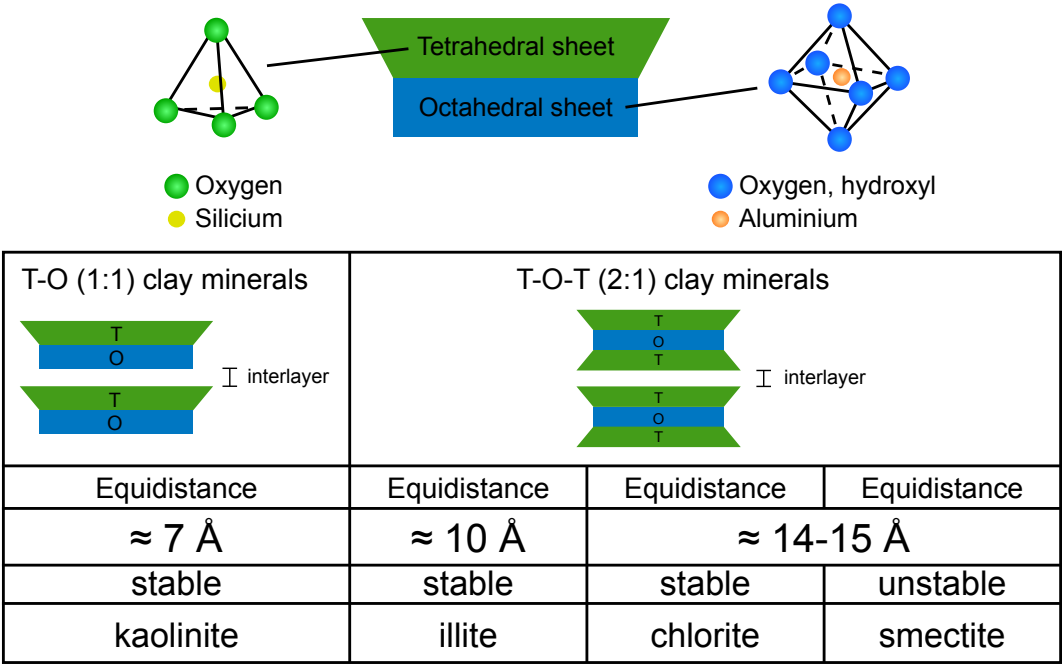


Fig. 4.5. Structure des principales familles de minéraux argileux.

Les minéraux argileux se distinguent donc par :

- Le nombre de couches d’octaèdres et de tétraèdres dans le feuillet élémentaire
- La distance atomique entre deux feuillets dans des conditions naturelles
- La variabilité de la distance interréticulaire sous l’effet de divers traitements appliqués (saturation à l’éthylène-glycol et chauffage).

Ce sont ces propriétés caractéristiques qui permettent d’identifier les principaux minéraux argileux lors de l’analyse par DRX.

1.3.2. Analyse par DRX

Lors du bombardement de l’échantillon par rayons X, le réseau cristallin des minéraux diffracte dans certaines conditions angulaires les rayons X avec un angle spécifique selon la relation de Bragg (Eq. 4 ; Fig. 4.6).

$n\lambda = 2d \sin \theta$ (4)

- avec λ : longueur d’onde de la source
 d : espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin
 θ : angle entre le faisceau incident et le réseau de plans
 n : ordre de diffraction

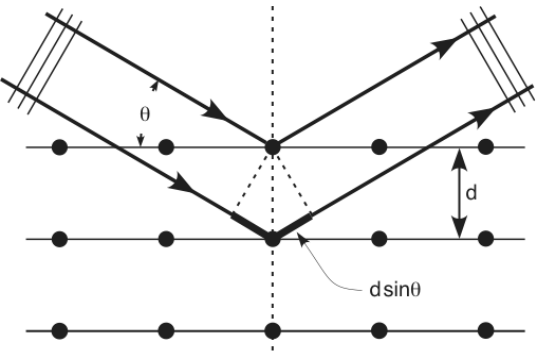


Fig. 4.6. Illustration de la loi de Bragg.

Les échantillons de roche totale sont tout d'abord nettoyés et concassés de façon à ne conserver que les parties non altérées. Les produits du concassage sont séchés à l'étuve à faible température (<40°C) puis broyés en une fine poudre, soit manuellement à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate, s'ils sont très argileux, soit à l'aide d'un broyeur à anneau, s'ils sont indurés. La fraction granulométrique argileuse des échantillons (<2 µm) est ensuite isolée et préparée en lames orientées selon le protocole détaillé par [Holtzapffel \(1985\)](#). Une décarbonatation est d'abord réalisée par attaque à l'acide chlorhydrique à N/5, sous agitation magnétique. Cinq à dix cycles de décantation/rinçage permettent l'élimination de l'acide excédentaire et la défloculation des minéraux argileux. La séparation de la fraction argileuse (de taille inférieure à 2 µm) s'effectue par sédimentation différentielle des particules, décrite par la loi de Stokes ([Eq. 5](#)) :

$$t = \frac{190 * x}{d^2} \quad (5)$$

avec : t : le temps de sédimentation d'une particule sphérique (en min)
 x : la profondeur de descente des particules (en cm)
 d : le diamètre des particules (en µm)

Après micro-homogénéisation, l'échantillon sédimente au repos pendant 1h35. La fraction argileuse inférieure à 2 µm, concentrée sur les deux centimètres supérieurs de la suspension, est prélevée à la seringue. La centrifugation à 3500 tours par minute pendant 40 min de la solution recueillie permet d'obtenir un culot concentré d'argile. Chaque préparation conduit à la confection de deux pâtes orientées sur lames de verre rainurées.

La DRX est appliquée sur des lames minces ayant subi trois types de traitement ([Moore & Reynolds, 1997](#) ; [Holtzapffel, 1985](#)) :

- traitement à l'état naturel (séchage de l'échantillon à température ambiante)
- saturation à l'éthylène-glycol pendant 6h, de façon à faire varier l'épaisseur des espaces interfoliaires des argiles gonflantes
- chauffage au four à 490°C pendant 2h après 1h de montée en température afin de désorganiser la kaolinite, dont les pics caractéristiques disparaissent au delà de cette température, ce qui permet de la différencier correctement de la chlorite, dont certains pics sont communs avec la kaolinite.

Les lames sont ensuite analysées par un diffractomètre Bruker® D4 Endeavor, utilisant une anode de type Kα1-Cu, un filtre Ni, un détecteur LynxEye et un générateur fonctionnant à une tension de 40 kV sous une intensité de 25 mA. Le goniomètre du diffractomètre permet d'effectuer une rotation de 2,5 à 28,5° avec un pas de 0,0399° pendant 11 min 34 s et une vitesse de 15 rotations par minutes, pour les trois essais. Le résultat est l'obtention de trois diffractogrammes par échantillon ([Fig. 4.7](#)).

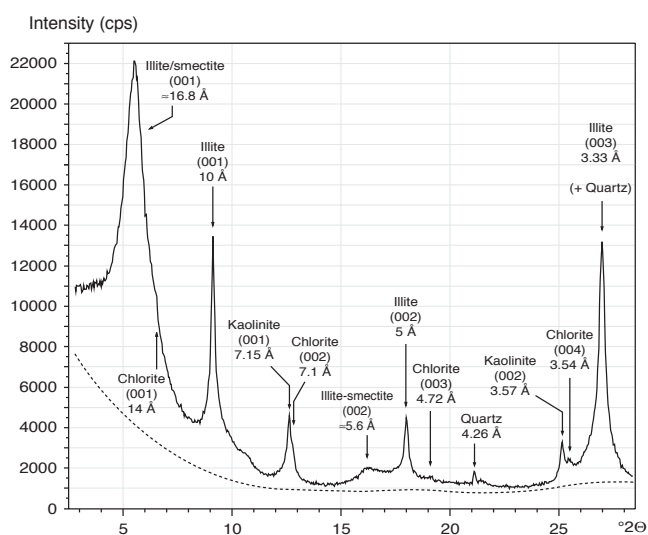


Fig. 4.7. Exemple de diffractogramme d'une lame glycolée avec localisation des pics de réflexion des principales espèces de minéraux argileux (d'après [Moiroud et al., 2012](#)).

1.3.3. Semi-quantification des minéraux argileux

Les diffractogrammes se présentent sous la forme d'une série de pics localisés sur des angles de réflexion propres à chaque espèce minérale. Ces angles de réflexion sont converties en épaisseurs grâce à la loi de Bragg (Eq. 3). Chaque espèce minérale présente un pic de réflexion basal, noté (001), qui correspond à son espace interfoliaire. Les pics suivants, notés (002), (003), etc., correspondent à des harmoniques de réflexion et se localisent sur les multiples entiers de la réflexion basale. Par exemple l'illite a un pic (001) localisé à 10 Å. Les harmoniques (002) et (003) de l'illite sont alors localisées respectivement à 5 et 3,33 Å. Le détail de la localisation des pics des principaux minéraux argileux est fourni en [table 4.1](#).

	Illite	Illite/smectite <i>R0</i>	Kaolinite	Chlorite
(001)	10 Å	14 Å / 17 Å / 10 Å	7 Å / disparaît au chauffage	14 Å
(002)	5 Å	/	3,58 Å / disparaît au chauffage	7 Å
(003)	3,33 Å	/	Non observé	4,7 Å
(004)	Non observé	/	Non observé	3,54 Å

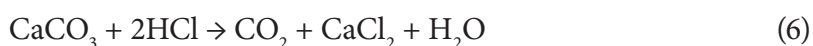
*Note : la smectite est rarement pure : la plupart du temps, quelques feuillets d'illite s'intercalent entre les feuillets de smectite. On obtient alors un interstratifié illite/smectite riche en smectite, nommé illite/smectite *R0* (ou IS *R0*).

Table 4.1. Valeurs (en Å) des pics de réflexions basales et harmoniques des principaux minéraux argileux. Le comportement de l'espèce minérale est précisé lorsqu'il varie après saturation à l'éthylène-glycol (en bleu) et après chauffage (en rouge). La semi-quantification de ces espèces minérales se fait sur le diffractogramme issu de l'essai glycolé en prenant le rapport des aires entre les pics (001) de l'illite, de l'IS *R0*, et l'aire du pic à 7 Å, correspondant à la fois au pic (001) de la kaolinite et (002) de la chlorite. La proportion de la kaolinite et de la chlorite est ensuite déterminée à l'aide du rapport entre les aires des pics (002) de la kaolinite et (004) de la chlorite (Holtzapfel, 1985 ; Moore & Reynolds, 1997).

Les diffractogrammes sont analysés sous le logiciel MacDiff (version 4.2.5 ; Petschick, 2000). La semi-quantification des minéraux en présence est effectuée par des mesures d'aire, plutôt que par des mesures d'intensité des pics, sur échantillons glycolés où les réflexions sont plus espacées (Holtzapfel, 1985 ; Moore & Reynolds, 1997). Le détail des procédures de semi-quantification est résumé en [table 4.1](#).

1.4. Calcimétrie

La teneur en carbonates de calcium dans l'échantillon est mesurée à l'aide d'un calcimètre de Bernard. Lors d'une attaque à l'acide chlorhydrique, le carbonate de calcium se dissout entraînant un dégazage de CO₂ selon l'équation (6) :



Le dispositif mesure le volume de CO₂ dégagé après attaque par acide chlorhydrique en excès d'un échantillon de quelques centaines de milligrammes préalablement broyé et pesé. Ce volume est comparé au volume de CO₂ obtenu à partir d'un étalon de CaCO₃ pur par un simple produit en croix (Eq. 7). Chaque échantillon est dosé deux fois, trois fois si les deux premières valeurs sont très différentes, pour s'assurer une bonne précision. La méthode présente des erreurs inférieures à 5% de la teneur en CaCO₃ mesurée.

$$CaCO_3(\%) = \frac{V_{ech} * P_{et}}{P_{ech} * V_{et}} * 100 \quad (7)$$

avec	CaCO ₃ (%)	: teneur en CaCO ₃
	V _{ech}	: volume de CO ₂ dégagé par l'attaque de l'échantillon
	P _{et}	: masse de CaCO ₃ pur servant d'étalon
	P _{ech}	: masse de l'échantillon
	V _{et}	: volume de CO ₂ dégagé par l'attaque de l'étalon

2. Le traitement du signal

2.1. Prérequis

Le traitement du signal par analyse spectrale est appliqué sur les marqueurs sédimentaires évoqués précédemment (GRS, SM, argiles, %CaCO₃) en vue de détecter l'existence de cycles sédimentaires. Deux conditions doivent être vérifiées avant d'entamer l'analyse spectrale :

- principe de stationnarité : une série est stationnaire lorsque ses propriétés statistiques (moyenne, variance, auto-covariance) sont identiques quelle que soit la portion de la série sur laquelle on mesure ces propriétés statistiques. La série conserve donc les mêmes propriétés statistiques sur toute sa longueur. En pratique, les séries étudiées sont affectées par des tendances générales vers l'augmentation ou la diminution des valeurs moyennes de la série. Ces dérives peuvent être d'origines climatiques, environnementales ou géodynamiques et devront être soustraites avant traitement de la série. La tendance générale des séries analysées sera éliminée soit par régression linéaire, soit par filtre passe-bas dans le cas où la tendance générale montre des fluctuations (cf. [section 2.7](#)).
- principe d'ergodicité : ce principe stipule que la valeur moyenne obtenue après n mesures de la même réalisation est égale à la moyenne de n réalisations mesurées une fois. Par exemple, la moyenne de n mesures de gamma-ray mesurée sur un banc est égale à la moyenne de la valeur du gamma-ray sur une coupe déposée n fois et mesurée à chaque dépôt. Cet exemple illustre parfaitement l'impossibilité de vérifier ce principe. Une manière de s'en approcher est d'effectuer des mesures sur plusieurs coupes pour le même intervalle de façon à vérifier si les cycles identifiés sur une coupe se retrouvent à l'échelle du bassin étudié.

2.2. Principe de la transformée de Fourier

Une série temporelle est une variable qui évolue en fonction du temps. L'analyse spectrale consiste à représenter une série temporelle non pas en fonction du temps mais en fonction des fréquences. Ce mode de représentation est appelé spectre. Il permet de visualiser les fréquences sur lesquelles évolue le signal sous forme de **pics spectraux** ([Fig. 4.8](#)).

La **transformée de Fourier** est un opérateur permettant de passer d'une représentation du signal en temps vers une représentation en fréquences. L'opérateur "corrèle" le signal étudié à un ensemble de cycles possédant chacun une unique fréquence f . Les plus fortes valeurs de "corrélation" sont obtenues pour les fréquences sur lesquelles évolue le signal.

L'équation (8) correspond à la formule de la transformée de Fourier. Dans cette formule, $x(t)$ est le signal étudié, $e^{-i2\pi ft}$ est un signal cyclique de fréquence f et $X(f)$, la transformée de Fourier de $x(t)$.

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) * e^{-i2\pi ft} dt \quad (8)$$

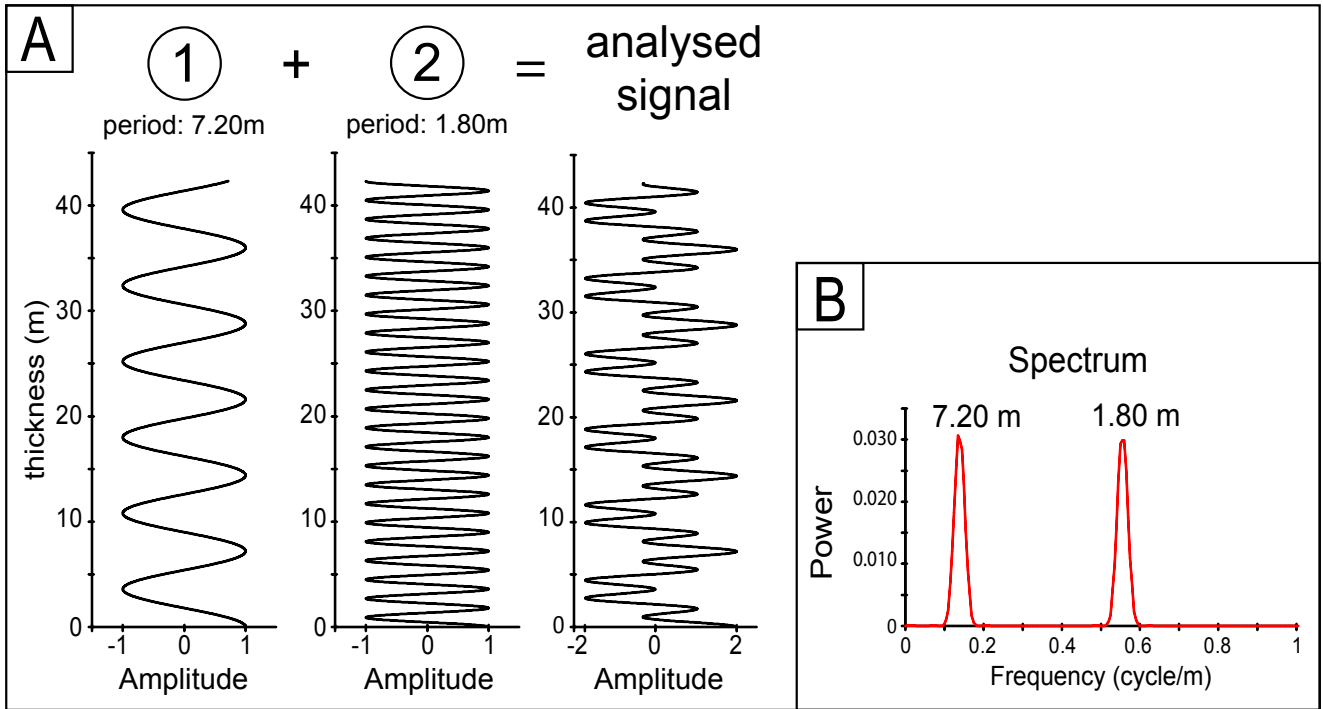


Fig. 4.8. Principe de l'analyse spectrale A. Signal analysé. B. Spectre de puissance du signal analysé.

L'opérateur calcule l'intégrale, c'est-à-dire la somme des aires entre l'axe des abscisses et le produit $x(t) * e^{-i2\pi ft}$ (Fig. 4.9). Lorsque $x(t)$ évolue sur la fréquence f en phase avec $e^{-i2\pi ft}$, $x(t)$ et $e^{-i2\pi ft}$ deviennent positifs puis négatifs aux mêmes instants si bien que le produit $x(t) * e^{-i2\pi ft}$ est toujours positif (Fig. 4.9a). La somme des aires entre l'axe des abscisses et la courbe du produit aura donc une valeur fortement positive.

Dans le cas où $x(t)$ n'évolue pas sur la fréquence f , $x(t)$ et $e^{-i2\pi ft}$ auront des valeurs positives ou négatives à des instants différents (Fig. 4.9b). Le produit $x(t) * e^{-i2\pi ft}$ sera donc alternativement positif ou négatif. Les aires positives et négatives s'annulent ce qui aboutit à une valeur de transformée de Fourier nulle. Cet opérateur permet donc de discriminer les fréquences sur lesquelles le signal $x(t)$ évolue.

D'après la formule de Moivre :

$$e^{-i2\pi ft} = \cos(2\pi ft) + i \sin(2\pi ft) \quad (9)$$

avec $i^2 = -1$

$X(f)$ est donc un nombre complexe comprenant une partie réelle, résultat de la corrélation entre $x(t)$ et $\cos(2\pi ft)$, et une partie imaginaire, résultat de la corrélation entre $x(t)$ et $\sin(2\pi ft)$. La norme de la transformée de Fourier, notée $|X(f)|$, correspond à l'amplitude et son tracé en fonction des fréquences est appelé spectre d'amplitude. Traditionnellement, on préfère élever l'amplitude au carré ce qui donne la puissance spectrale : $|X(f)|^2$. Le tracé de $|X(f)|^2$ en fonction de f correspond au spectre de puissance de la série étudiée et permet de visualiser sous forme de pic spectral quelles fréquences ont les contributions les plus importantes sur l'évolution du signal étudié (Fig. 4.9c).

2.3. Applications pour les séries paléoclimatiques

La principale limite de la transformée de Fourier est qu'elle est dans la théorie applicable à des séries continues de longueurs infinies. Or, les séries étudiées possèdent une longueur finie et résultent d'un échantillonnage discret c'est-à-dire qu'entre deux points d'analyses successifs, il n'y a aucune mesure. Ces deux propriétés entraînent des approximations dans l'analyse spectrale par transformée de Fourier.

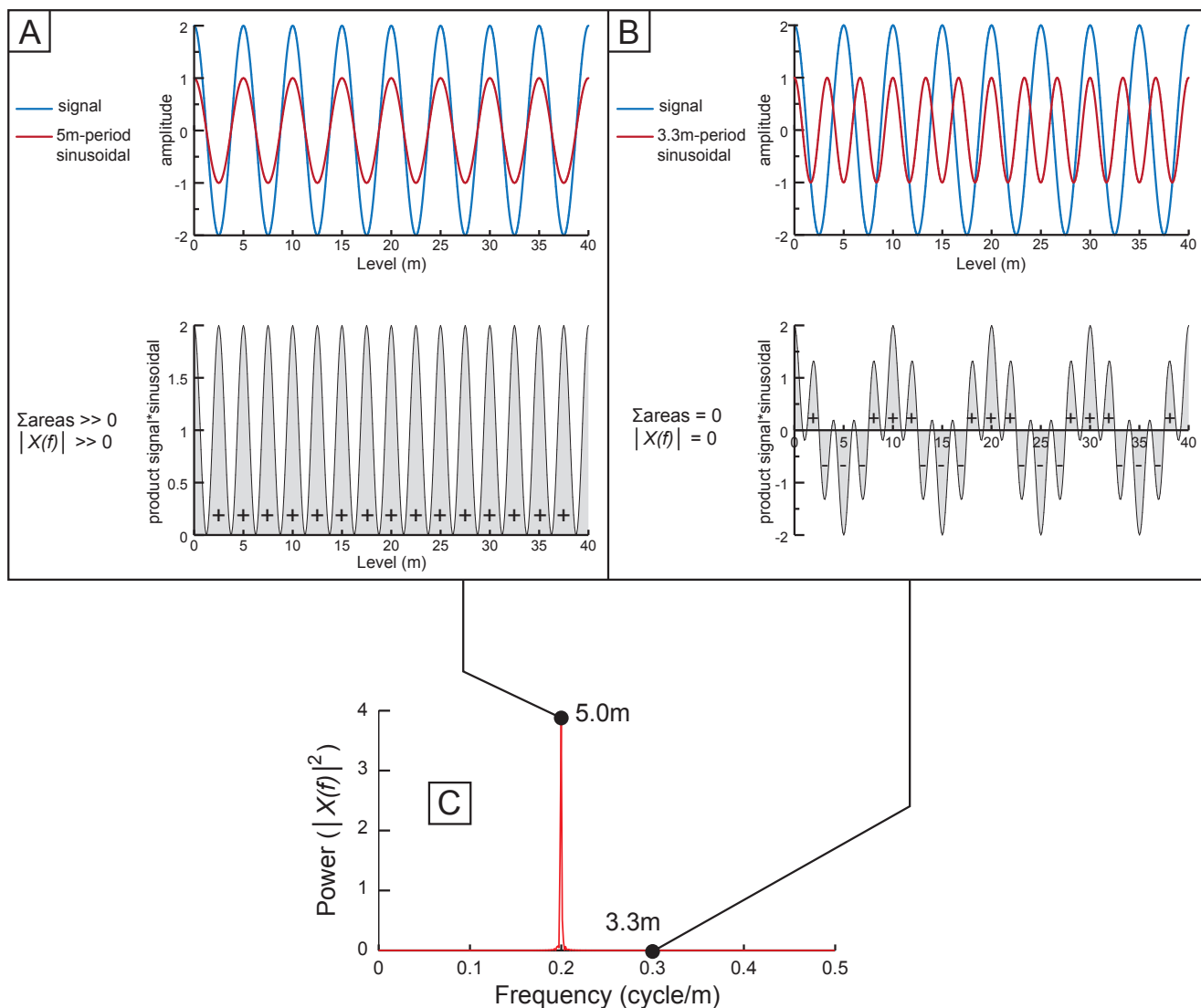


Fig. 4.9. Représentation schématique du mode opératoire d'une transformée de Fourier. **A.** Cas où la sinusoïde a la même fréquence que le signal analysé. Le produit signal*sinusoïde est systématiquement positif. La somme des aires sous la courbe est alors positive ce qui induit une forte valeur de puissance spectrale. **B.** Cas où la sinusoïde a une fréquence différente du signal analysé. Le produit signal*sinusoïde est alternativement positif et négatif. Les aires positives et négatives se compensent, induisant une valeur de transformée de Fourier nulle. **C.** Spectre de puissance du signal analysé. *Note :* La transformée de Fourier comprend une partie réelle en cosinus et une partie imaginaire en sinus. Pour des raisons de commodité, seule la partie réelle est représentée dans les schémas A et B.

2.3.1. La Fréquence de Nyquist

La Fréquence de Nyquist (notée après F_{Ny}) représente la plus haute fréquence détectable, c'est-à-dire la plus petite période détectable du spectre. Intuitivement, trois points suffisent pour un représenter un cycle, ce qui correspond à deux fois le pas d'échantillonnage (Fig. 4.10).

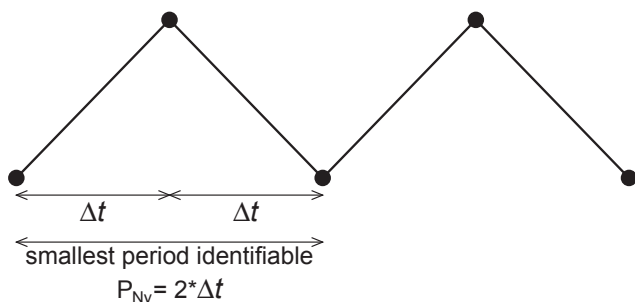


Fig. 4.10. Représentation schématique de la période de Nyquist.

Soient : Δt : le pas d'échantillonnage
 P_{Ny} : la période de Nyquist

$$P_{Ny} = 2 * \Delta t \quad \text{ou encore} \quad F_{Ny} = \frac{1}{2 * \Delta t} \quad (10)$$

2.3.2. Résolution du spectre en fréquence

Pour une série infinie, la transformée de Fourier compare le signal $x(t)$ à une infinité de signaux cycliques dont les fréquences f s'étendent de $-\infty$ à $+\infty$. Pour une série finie échantillonnée avec un pas constant Δt , les fréquences analysées sont discrétisées : elles vont de $-F_{Ny}$ à $+F_{Ny}$ et sont échantillonnées avec un pas Δf , si bien qu'une transformée de Fourier menée sur une série finie est une transformée de Fourier discrète (ou DFT pour *Discret Fourier Transform*).

Le spectre calculé à partir d'une DFT est donc une approximation de la transformée de Fourier continue, le pas de fréquence Δf définit la précision fréquentielle du spectre, c'est-à-dire la précision avec laquelle les fréquences sur lesquelles évolue le signal sont identifiées.

Soient N : nombre de points que compte la série.
 Δt : pas d'échantillonnage.
 L : longueur de la série.

$$\Delta f = \frac{1}{N * \Delta t} = \frac{1}{L} \quad (11)$$

Les fréquences analysées sont donc (en valeurs absolues) :

$$0; \frac{1}{N\Delta t}; \frac{2}{N\Delta t}; \frac{3}{N\Delta t}; \dots; \frac{N/2}{N\Delta t} \quad \text{avec} \quad \frac{N/2}{N\Delta t} = \frac{1}{2\Delta t} = F_{Ny} \quad (12)$$

Plus la série est longue, plus Δf est petit et meilleure est la précision avec laquelle les fréquences sur lesquelles évolue le signal sont identifiées. Un exemple est traité en [figure 4.11](#) sur un signal évoluant sur deux périodes de 12 m et 15 m. La série est analysée successivement sur 40 m, 100 m puis 200 m. À mesure que la série étudiée devient plus longue, la résolution fréquentielle, définie par Δf , est plus fine. L'écart entre $f + \Delta f$ et $f - \Delta f$ définit la largeur de bande (ou *BandWidth* ; BW). Celle-ci correspond à la largeur du pic observé sur le spectre ([Fig. 4.11b](#) à [4.11d](#)).

La longueur minimale d'une série étudiée dépend de la précision avec laquelle on désire calculer les très basses fréquences. [Weedon \(2003\)](#) propose le critère suivant : une fréquence du spectre est interprétable tant que l'incertitude en fréquence est inférieure ou égale à deux. Cela se traduit par la relation suivante :

$$\frac{f + \Delta f}{f - \Delta f} = 2 \quad (13)$$

Concrètement, dans les cas présentés dans ce travail, un cycle pourra être interprété avec suffisamment de précision par analyse spectrale s'il se répète au moins 6 fois sur l'ensemble de l'intervalle étudié.

2.3.3. Expression de la transformée de Fourier discrète

La discrétisation du spectre et le traitement informatique nécessitent une approximation de la formulation de la transformée de Fourier.

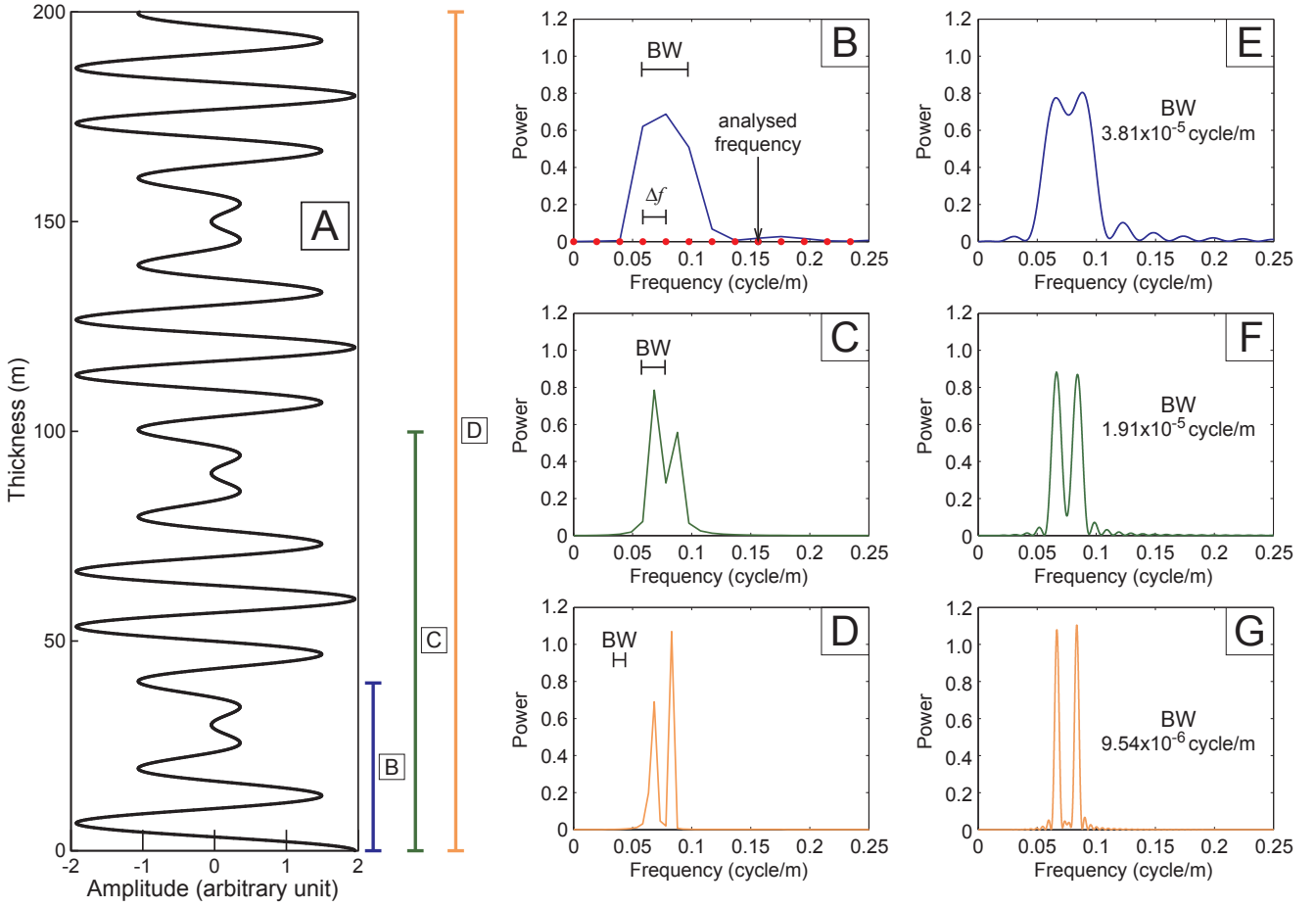


Fig. 4.11. Relation résolution fréquentielle vs. longueur de la série étudiée et zero-padding. BW : BandWidth, cette valeur correspond à deux fois la résolution fréquentielle (Δf). **A.** Série de périodes 12 m et 15 m. **B.** Spectre de la série analysée sur l'intervalle 0-40m. **C.** Spectre de la série analysée sur l'intervalle 0-100 m. **D.** Spectre de la série analysée sur l'intervalle 0-200m. **E.** Spectre de la série analysée sur 40 m après padding ($N_{\text{série}}=219$ points). **F.** Spectre de la série analysée sur 100m après padding ($N_{\text{série}}=220$ points). **G.** Spectre de la série analysée sur 200 m après padding ($N_{\text{série}}=221$ points).

Les fréquences analysées, notées f_n , sont des multiples entiers de $1/(N\Delta t)$ et s'écrivent de la façon suivante :

$$f_n = \frac{n}{N\Delta t} \quad (14)$$

Les temps sur lesquels le signal est analysé n'est plus continu, mais correspond à un multiple entier du pas d'échantillonnage, noté k .

$$t_k = k \cdot \Delta t \quad (15)$$

avec k variant de 0 à $N-1$

L'équation (8) peut s'approximer sous la forme d'une somme d'aires de rectangles de durée Δt :

$$X(f_n) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) * e^{-i2\pi f_n t} dt \approx \Delta t * \sum_{k=0}^{N-1} x_k e^{-i2\pi f_n t_k} \quad (16)$$

D'après (13) et (14), l'expression de la transformée de Fourier discrète devient (à un facteur Δt près) :

$$X(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} x_k * e^{-i2\pi \frac{kn}{N}} \quad (17)$$

2.3.4. Le zero-padding (ajout de zéros)

Le zero-padding consiste à ajouter au signal étudié une série de zéros. La longueur de la série est ainsi augmentée sans que cela ne modifie la forme du signal analysé.

Cette opération présente deux intérêts :

- Elle sert à accélérer la vitesse de calcul des transformées de Fourier. La transformée de Fourier discrète d'un signal est lente à calculer. Aussi préfère-t-on utiliser l'algorithme de la transformée de Fourier rapide (ou FFT pour *Fast Fourier Transform* ; Cooley & Tuckey, 1965). L'algorithme de la FFT nécessite un nombre de points égal à une puissance de 2, ce qui est rarement le cas en pratique. Les séries étudiées sont donc complétées par zero-padding de façon à pouvoir calculer le spectre de la série par FFT.

- La résolution fréquentielle du spectre correspond à la longueur de la série après padding. Il est donc possible d'améliorer nettement la résolution du spectre d'une série courte en lui ajoutant un grand nombre de zéros (Fig. 4.11e à 4.11g).

2.3.5. Phénomène de fuite spectrale

Les fréquences étant analysées avec un pas de Δf , il arrive fréquemment que le signal analysé n'évolue pas selon un multiple entier de Δf . Dans ce cas, la puissance spectrale n'est pas concentrée sur une fréquence, mais s'étale sur plusieurs fréquences et atteint un maximum sur la fréquence la plus proche analysée (Fig. 4.12b). Lorsque la résolution en fréquences est augmentée par zero-padding, le phénomène de fuite spectrale se caractérise par la présence de lobes latéraux, traduisant un biais important sur l'estimation de la puissance spectrale (Max et al., 1986 ; Fig. 4.12c et 4.12d). Il est donc impossible d'obtenir à la fois un spectre avec une résolution fine et une estimation correcte de la puissance spectrale. Un compromis doit être réalisé entre les deux.

Ce phénomène de fuite spectrale est lié au fait que le signal analysé présente une durée finie. Le signal analysé ne comptera pas systématiquement un nombre entier de répétitions du motif sur lequel évolue le signal ce qui génère des discontinuités dans le traitement du signal en début et fin de série. Un moyen d'atténuer ces discontinuités est de pondérer la série par une valeur proche de 0 au début et à la fin de la série et proche de 1 au centre de la série. Ce type de courbe de pondération est appelé fenêtre (ou "Taper" ; Fig. 4.13).

La transformée de Fourier après application d'une fenêtre de pondération, notée g , est formalisée de la manière suivante :

$$X(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} x_k * g_k * e^{-i2\pi \frac{kn}{N}} \quad (18)$$

La courbe de pondération la plus simple est la fenêtre rectangulaire. Celle-ci vaut 1 dans l'intervalle d'analyse et 0 en dehors de cet intervalle. Cela équivaut à n'appliquer aucune fenêtre au signal traité. D'autres fenêtres permettent de limiter la fuite spectrale. Le choix de la fenêtre à appliquer au signal dépend du compromis que l'on désire réaliser entre une résolution fine en fréquences ou une diminution du biais, c'est-à-dire une diminution de l'amplitude des lobes latéraux (Fig. 4.14). Pondérer les extrémités de la série permet de limiter la fuite spectrale, mais entraîne une perte d'information qui se traduit par une baisse de la résolution en fréquence. Ainsi, en figure 4.13, la fenêtre Blackman pondère plus fortement les data vers le centre de la série que la série de Hanning. En figure 4.14, la pondération par fenêtre Blackman se traduit par une fuite spectrale très faible mais également par une très faible résolution en fréquence.

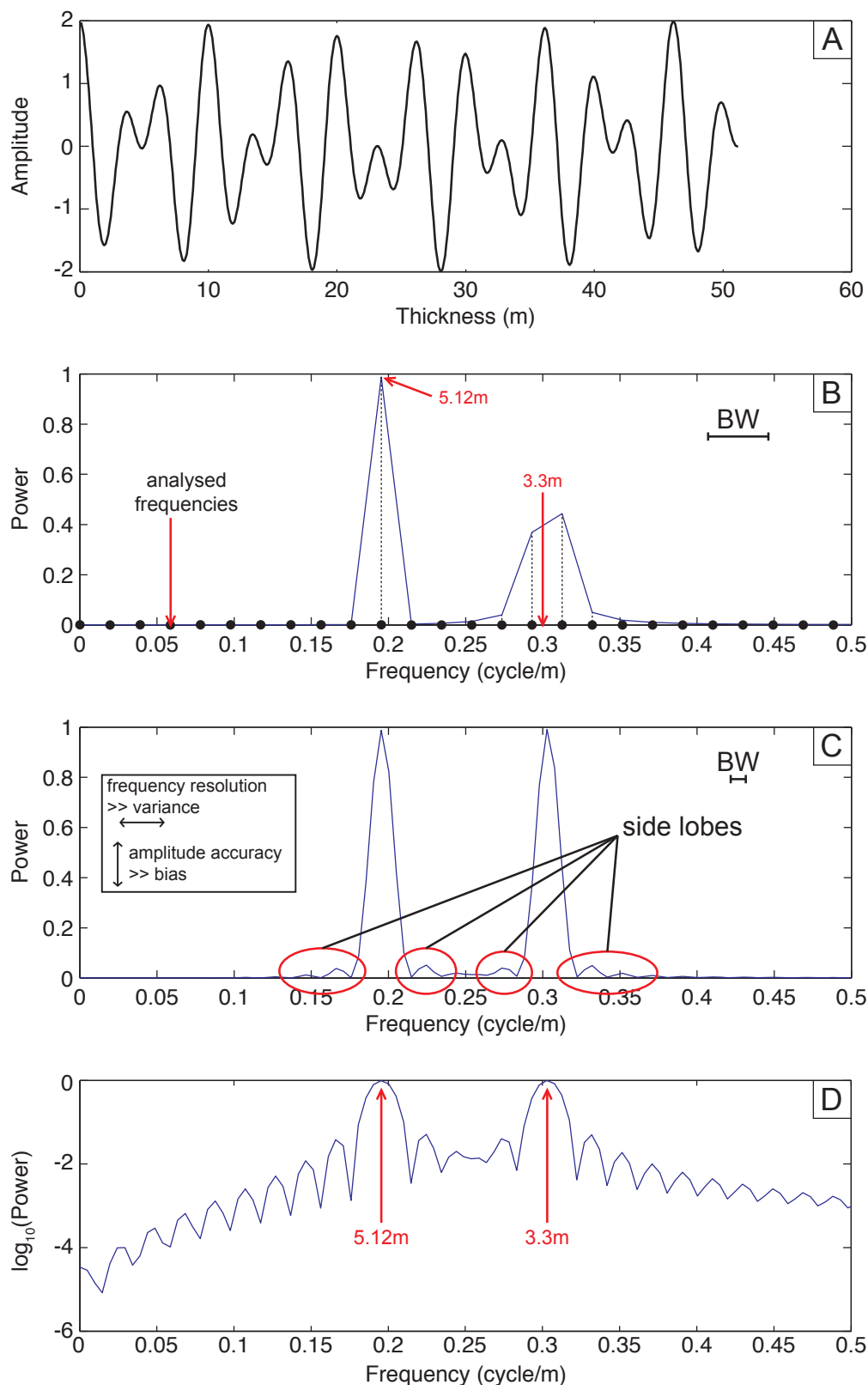
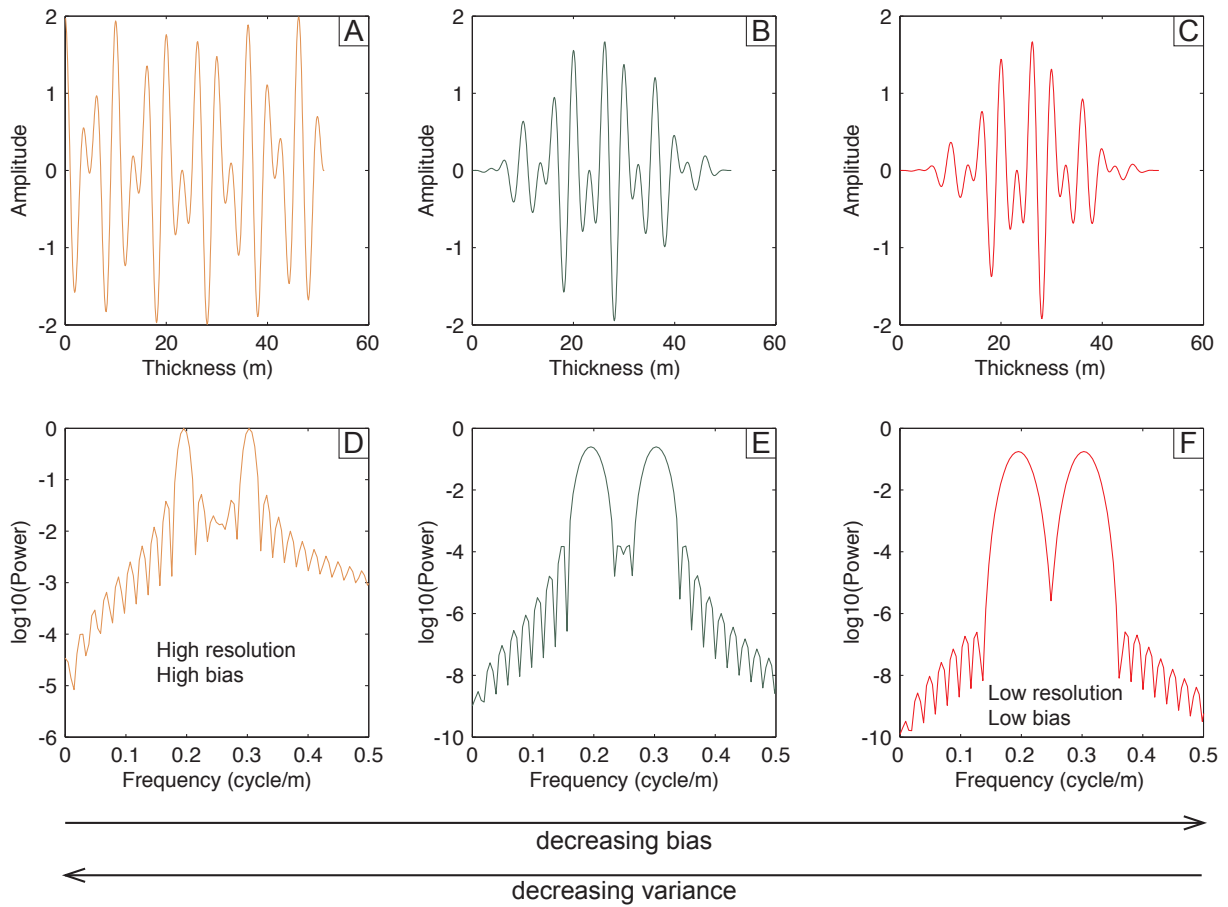
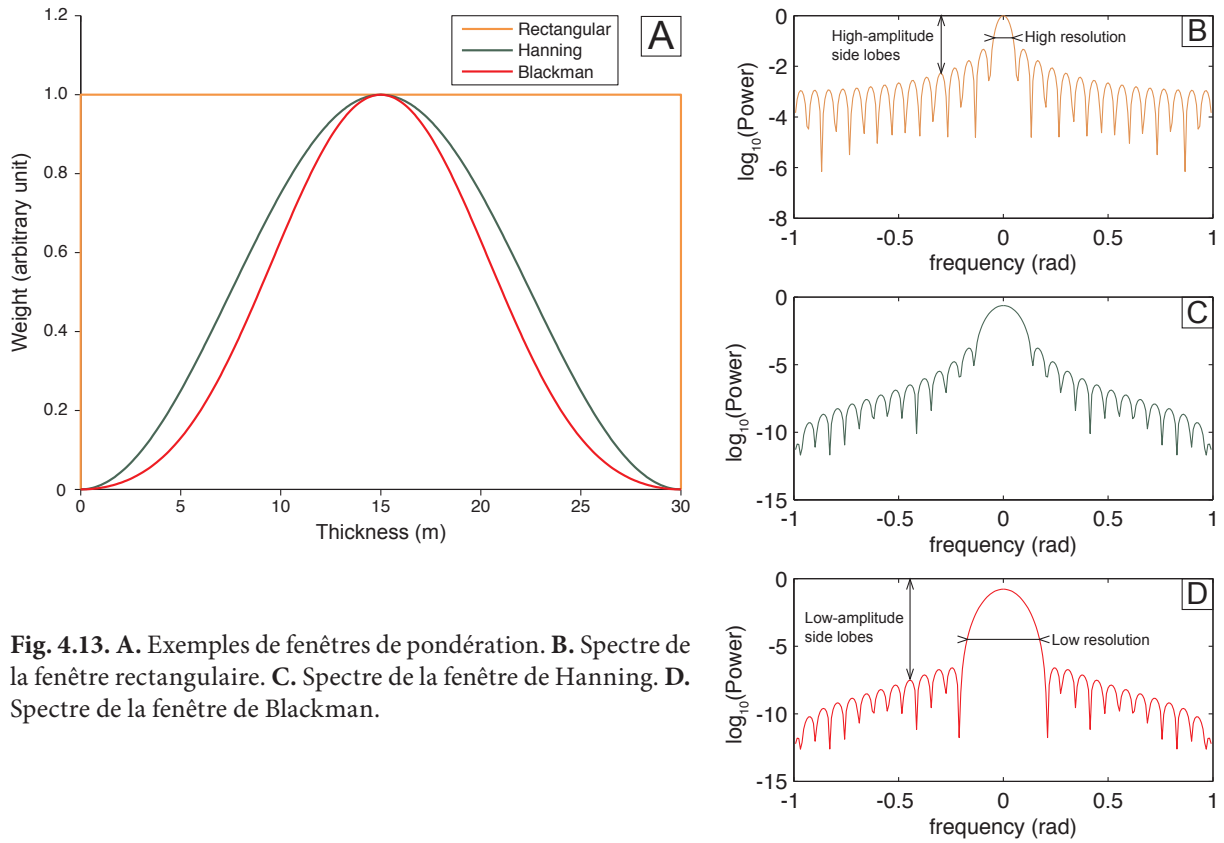


Fig. 4.12. Phénomène de fuite spectrale et de lobes latéraux. **A.** La série étudiée comporte 512 points et mesure 51,2 m soit exactement 10 fois l'épaisseur du cycle de 5,12 m. **B.** Spectre de puissance de la série étudiée. Le cycle de 5,12 m voit toute sa puissance spectrale concentrée sur la fréquence analysée. Le deuxième cycle de période 3,3 m (fréquence $0,3 \text{ m}^{-1}$) ne correspond pas à une fréquence analysée. Sa puissance spectrale est donc partagée entre les fréquences voisines. **C.** La série est "paddée" de façon à avoir une longueur de 2048 points. De part et d'autre des deux cyclicités sont observés des lobes latéraux, traduisant un biais plus important sur l'estimation du spectre. En revanche, une fréquence très proche de $0,3 \text{ m}^{-1}$ est analysée permettant une plus grande concentration de la puissance spectrale sur une fréquence. **D.** Spectre de puissance de la série paddée. Le spectre ne représente plus la puissance mais le $\log_{10}$ de la puissance de façon à mieux visualiser les lobes latéraux.



2.4. La méthode multi-fenêtres

La méthode multi-fenêtres (Multi-Taper Method, MTM) propose d'analyser la série par plusieurs fenêtres calculées de façon à obtenir le compromis variance/biais idéal (Thomson, 1982 ; 1990).

La série est pondérée par plusieurs fenêtres statistiquement indépendantes les unes des autres (fenêtres orthogonales) appelées séquences discrètes pseudo-sphériques ou séquences de Slepian (Fig. 4.15). Une transformée de Fourier est appliquée au signal pour chaque pondération. Un spectre moyen est finalement calculé à partir des différents périodogrammes obtenus après chaque pondération (Fig. 4.16).

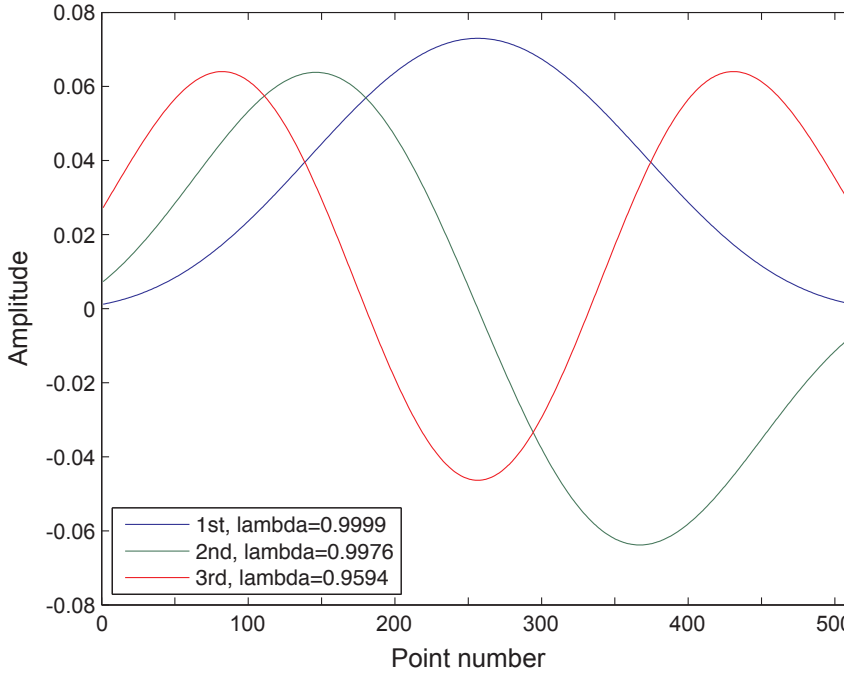


Fig. 4.15. Trois séquences de Slepian 2π . Lambda correspond à la valeur propre de chacune des séquences.

Les fenêtres de pondération sont définies par une valeur propre (λ), un produit temps-résolution (produit $Q=N*W$), qui sert à calculer la résolution en fréquence de l'analyse spectrale. Les fenêtres obtenues avec un produit Q sont appelées fenêtres Q - p . Enfin, le nombre de fenêtres appliquées à la série (M) dépend du produit temps-résolution : $M=2*Q-1$.

On appelle : x_k : la valeur de la série étudiée au temps k
 g_m : la m -ième fenêtre orthogonale appliquée à la série étudiée. Par exemple, dans le cas d'une analyse à 3 fenêtres 2π , m varie de 1 à 3.
 λ_m : la valeur propre de la m -ième fenêtre orthogonale

La transformée de Fourier par application de la m -ième fenêtre orthogonale s'écrit de la façon suivante :

$$X_m(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} x_k * g_{m,k} * e^{-i2\pi \frac{kn}{N}} \quad (19)$$

Le spectre de puissance par méthode multi-fenêtres est alors donné par la relation suivante :

$$S(f_n) = \frac{\sum_{m=1}^M \lambda_m * |X_m(f_n)|^2}{\sum_{m=1}^M \lambda_m} \quad (20)$$

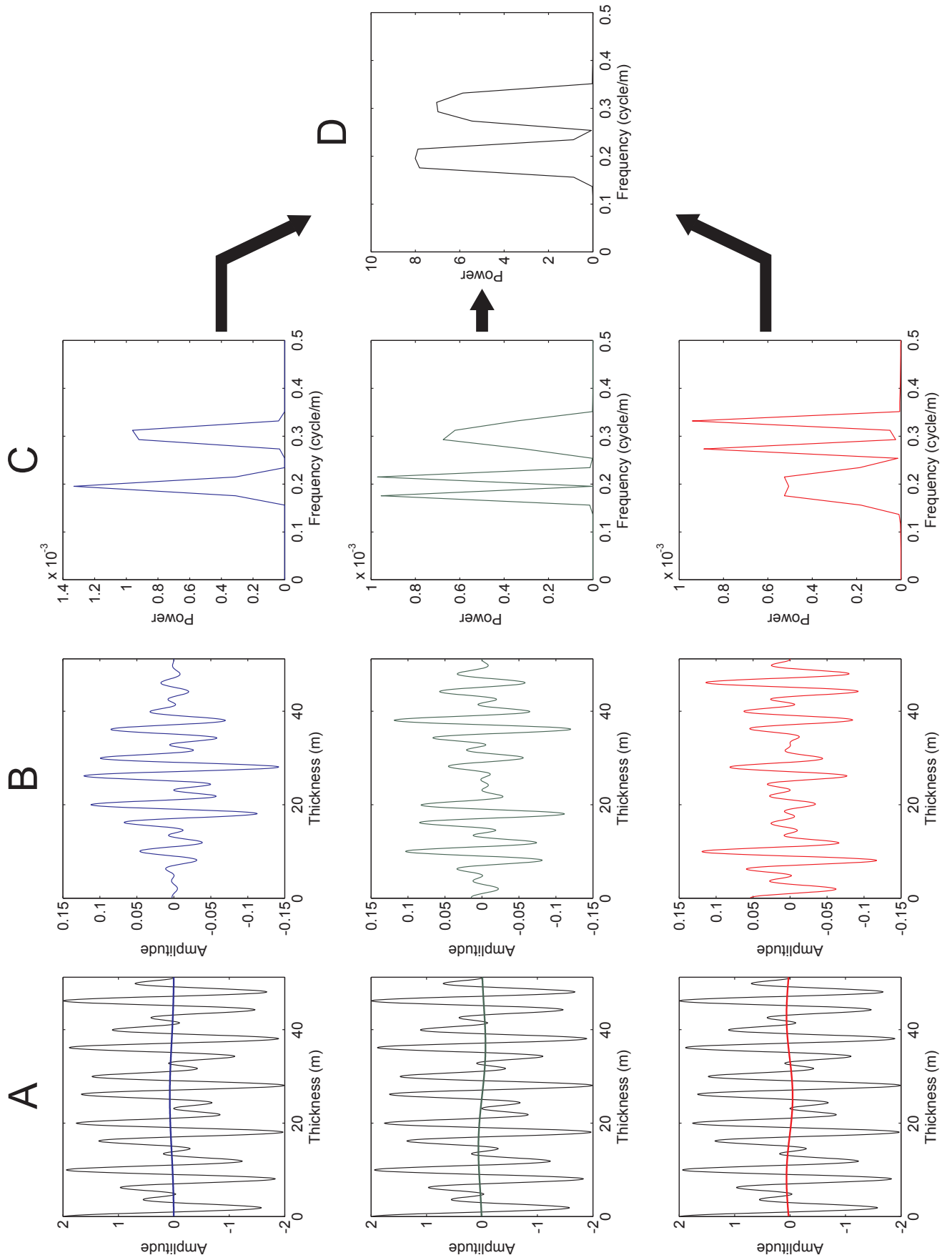


Fig. 4.16. Procédure d'une analyse multi-fenêtres. **A.** Signal analysé (noir) et fenêtres 2π numéro 1 à 3 (respectivement en bleu, vert et rouge). **B.** Produit signal*fenêtre 2π . **C.** FFT du produit signal*fenêtre 2π . **D.** Moyenne pondérées des trois spectres (= spectre multi-fenêtres).

Le spectre obtenu par cette méthode est appelé spectre multi-fenêtres haute résolution. On lui préfère le spectre multi-fenêtres à pondération adaptative, présentant une variance réduite. Dans ce cas, l'estimateur est pondéré par une fonction $b_m(f_n)$, destinée à réduire la variance du spectre obtenu.

$$S(f_n) = \frac{\sum_{m=1}^M b_m^2(f_n) * \lambda_m * |X_m(f_n)|^2}{\sum_{m=1}^M b_m^2(f_n) * \lambda_m} \quad (21)$$

La résolution en fréquences (F_R) de la méthode multi-fenêtres utilisant M fenêtres $Q-\pi$ d'une analyse multi-fenêtres est :

$$F_R = \frac{Q}{N * \Delta t} \quad (22)$$

L'analyse par multi-fenêtres à pondération adaptative appliquant 3 fenêtres $2-\pi$ permet une réduction suffisante du biais tout en présentant une bonne résolution spectrale ; elle constituera la méthode d'analyse spectrale utilisée au cours de ce travail.

2.5. Tests de significativité

Les propriétés de l'analyse multi-fenêtres permettent de séparer les composantes harmoniques (purement périodiques), des composantes à bandes étroites (pseudo-périodiques) et à bandes larges (bruit de fond). Les composantes harmoniques sont identifiées en testant la variance expliquée par un signal périodique à une fréquence donnée sur la variance expliquée par le spectre. Ce test de variance correspond à un test-F (Thomson, 1982). Plus le rapport entre variance d'un signal périodique et variance expliquée par le spectre est élevé, plus le signal à une fréquence donnée est considéré comme harmonique. Ce test présente l'avantage de pouvoir détecter des fréquences purement harmoniques indépendamment de leur puissance spectrale. En revanche, les signaux pseudo-périodiques de fortes puissances spectrales, fréquents dans les solutions astronomiques et les séries sédimentaires, peuvent être considérés comme non significatifs. À l'inverse, un signal périodique, pouvant correspondre à du bruit, peut être considéré comme significatif. Le test-F est donc utilisé en complément d'un test de significativité par rapport à des niveaux de bruit.

Les séries sédimentaires étudiées présentent un spectre bruité. Ce bruit peut être lié :

- à des erreurs de mesure. Ces erreurs correspondent à une valeur aléatoire (notée ε) qui vient s'ajouter à la valeur réelle de la variable mesurée. Lors de l'analyse spectrale, ce type de bruit est marqué par des valeurs de puissance non nulles et égales sur toutes les fréquences depuis la fréquence 0 jusqu'à la fréquence de Nyquist. On appelle ce type de bruit un bruit blanc.
- à la réponse du système climatique au forçage orbital. Les systèmes atmosphériques et océaniques réagissent avec un temps de latence au forçage orbital. Ce type de comportement génère un bruit comprenant une valeur aléatoire au temps présent ainsi que les valeurs de bruit aux temps passés, pondérées d'un coefficient compris entre 0 et 1 (Hasselmann, 1976). Ce type de bruit est appelé bruit autorégressif d'ordre n , n étant le nombre de points précédant l'instant présent contribuant à la valeur du bruit de l'instant présent. Le bruit climatique le plus fréquemment rencontré est un bruit autorégressif d'ordre 1 – AR(1) – (Mann & Lees, 1996 ; Fig. 4.17). Celui-ci s'écrit de la manière suivante :

Soit : ε_t : valeur de bruit rouge au temps t
 ε_{t-1} : valeur de bruit rouge au temps $t-1$
 ρ : coefficient d'auto-corrélation
 ξ_t : une valeur aléatoire au temps t (=bruit blanc)

$$\varepsilon_t = \rho * \varepsilon_{t-1} + \xi_t \quad (23)$$

Lors de l'analyse spectrale, le bruit AR(1) génère de fortes puissances aux fréquences proches de 0 et de faibles puissances aux fréquences proches de Nyquist. Il est aussi appelé pour cette raison “bruit rouge”. Le bruit rouge a une puissance spectrale qui décroît à mesure qu'augmente la fréquence (Fig. 4.17). Le spectre d'un bruit rouge se formalise ainsi (Bartlett, 1966) :

Soit : $S_{ARI}(f)$: la puissance spectrale du bruit rouge à la fréquence f
 S_0 : la puissance spectrale moyenne du bruit rouge

$$S_{ARI}(f) = S_0 * \frac{1 - \rho^2}{1 - 2\rho * \cos(\pi f / F_{Ny}) + \rho^2} \quad (24)$$

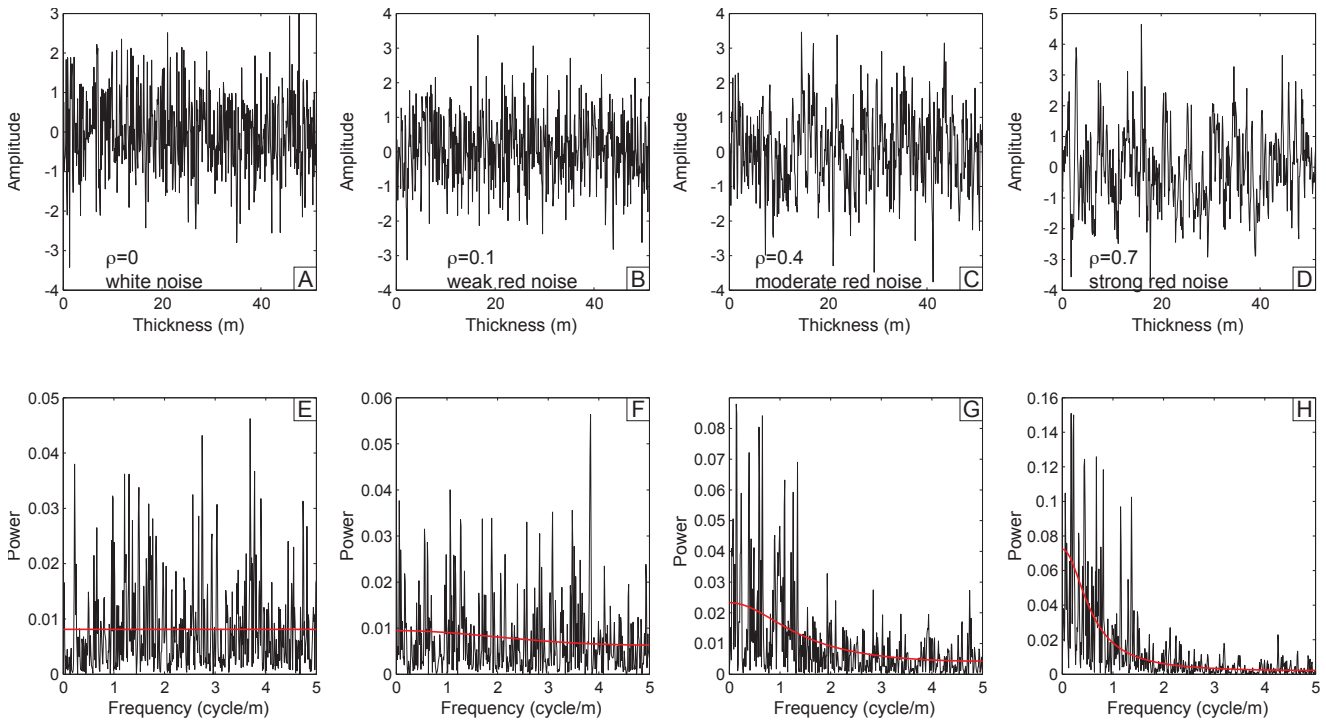


Fig. 4.17. Exemples de simulations de bruits blanc et rouges (ρ : coefficient d'autocorrélation). **A.** bruit blanc. **B.** bruit rouge, $\rho=0,1$. **C.** bruit rouge, $\rho=0,4$. **D.** bruit rouge, $\rho=0,7$. **E.** FFT bruit blanc. **F.** FFT bruit rouge, $\rho=0,1$. **G.** FFT bruit rouge, $\rho=0,4$. **H.** FFT bruit rouge, $\rho=0,7$.

La [figure 4.17](#) montre qu'un bruit peut générer de manière aléatoire des pics spectraux. La procédure d'estimation de bruit rouge de [Mann & Lees \(1996\)](#), appelée aussi ML96, permet de discriminer les pics spectraux significatifs par rapport aux pics spectraux pouvant être générés par un bruit rouge. La procédure consiste dans un premier temps à identifier et à éliminer les composantes harmoniques significatives (purement périodiques) par application d'un test-F. Le spectre est ensuite lissé sur un intervalle de fréquences généralement pris à 1/5 de la fréquence de Nyquist. Le lissage permet de limiter le poids des pics de hautes puissances. Un modèle de bruit rouge est alors ajusté au lissage par moindres carrés. Des niveaux de confiance à 90%, 95% et 99% sont enfin calculés par la méthode du χ^2 . Un pic spectral dépassant le niveau de confiance à 90% par exemple signifie qu'il y a 10% de chance de se tromper en rejetant l'hypothèse que le pic spectral soit provoqué par un bruit rouge. L'ensemble de la procédure est schématisé en [figure 4.18](#).

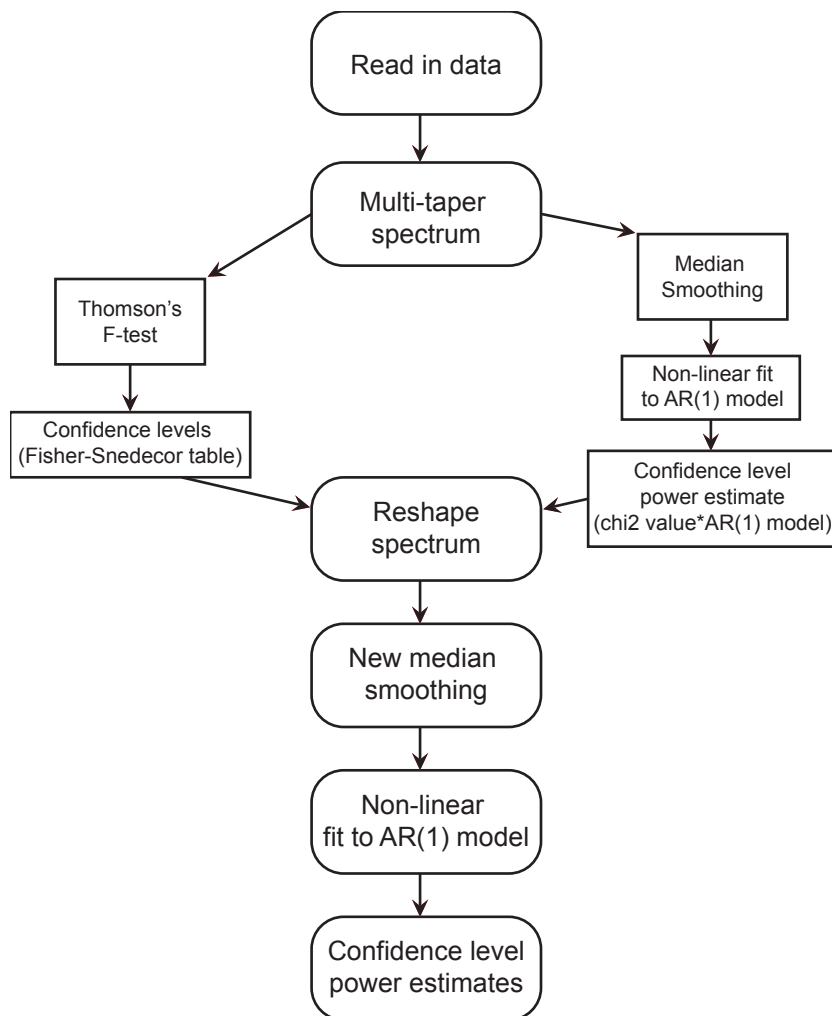


Fig. 4.18. Étapes de la procédure ML96 (modifié d'après Mann & Lees, 1996).

2.6. Analyse par spectrogramme d'amplitude

Une partie non négligeable du bruit observé sur le spectre d'une série sédimentaire provient des variations du taux de sédimentation. Sur le spectre, ces variations se traduisent par l'étalement de la puissance spectrale d'un cycle sur plusieurs fréquences (Weedon, 2003).

La méthode du spectrogramme d'amplitude est un mode de représentation permettant de visualiser l'évolution des fréquences tout au long de la série étudiée (e.g., Meyers et al., 2001). La méthode consiste à réaliser une succession de FFT sur de courtes portions de la série étudiée (Fig. 4.19). Ce type d'analyse permet : (i) de visualiser l'évolution du taux de sédimentation de le long de la série (Fig. 4.20b), (ii) de visualiser la présence de hiatus parfois difficiles à détecter (Fig. 4.20c).

Le choix de la largeur de la fenêtre d'étude résulte d'un compromis résolution en fréquences ou résolution sur l'évolution temporelle des fréquences. Le choix de fenêtres couvrant des intervalles courts de la série permet de mieux cerner l'évolution des fréquences le long de la série étudiée mais offre une faible résolution en fréquences et ne permet pas la visualisation des basses fréquences. À l'inverse, le choix de fenêtres couvrant de larges portions de la série étudiée permet une bonne résolution fréquentielle et la visualisation des basses fréquences mais ne permet pas de visualiser l'évolution à court terme des hautes fréquences. Aussi est-il généralement nécessaire de réaliser deux analyses par spectrogramme d'amplitude : une pour identifier les basses fréquences et une pour visualiser l'évolution des hautes fréquences.

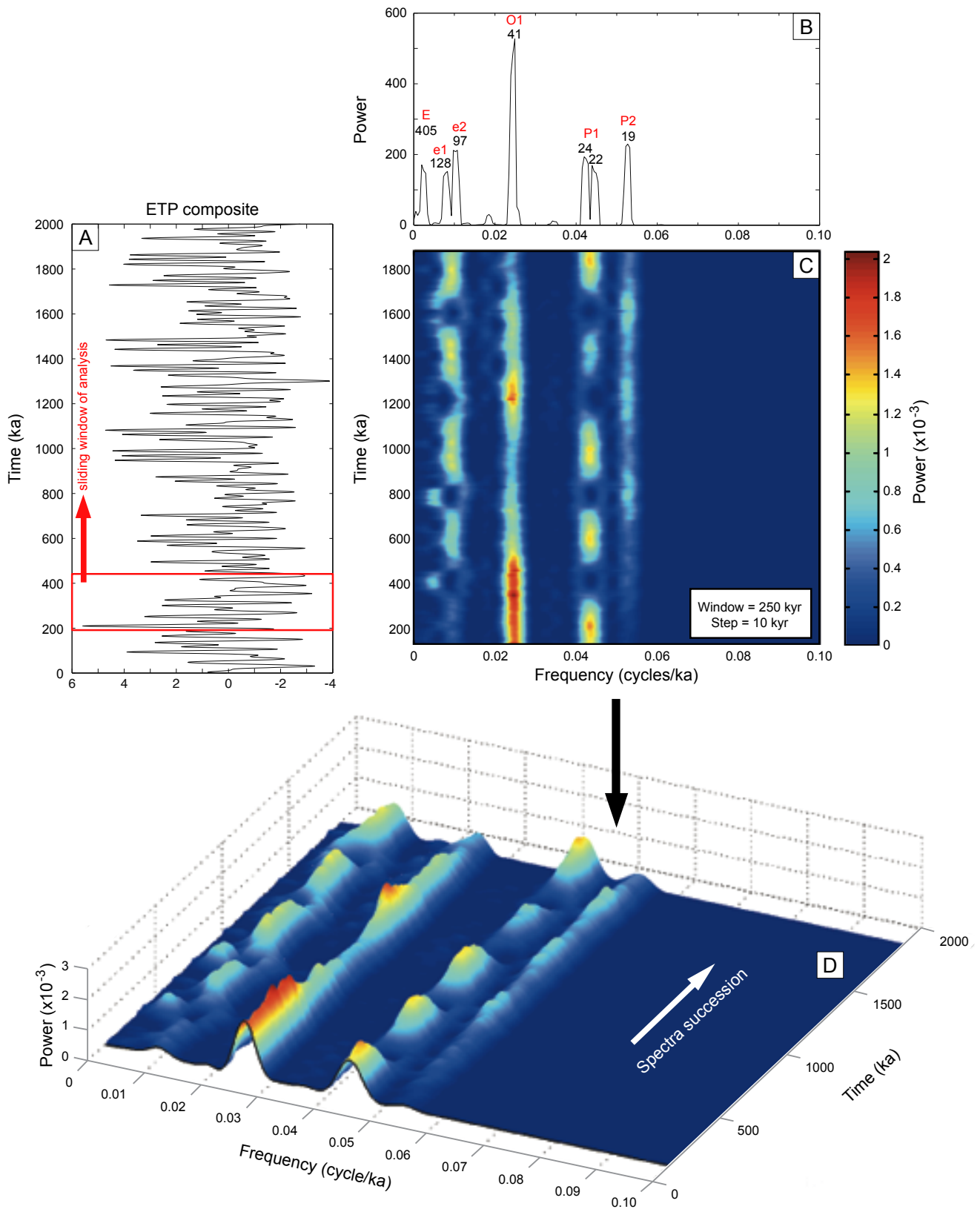


Fig. 4.19. Analyse par spectrogramme d'amplitude réalisée sur la série ETP (Eccentricity, Tilt, Precession) calculée à partir des solutions La2004 (Laskar et al., 2004) pour les deux derniers millions d'années. Chaque portion du signal traité est pondérée par une séquence de Slépian avant de calculer le spectre par FFT.

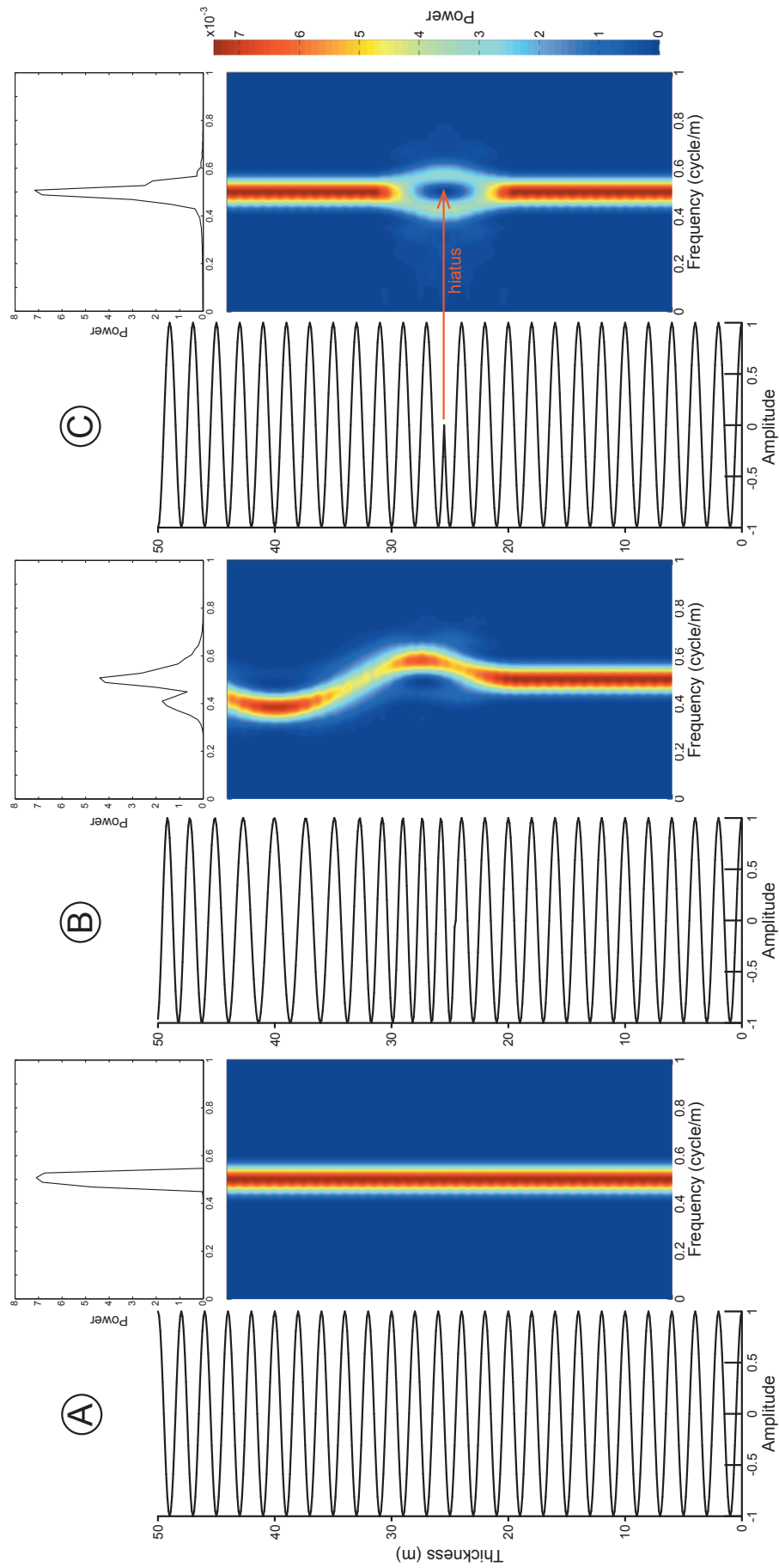


Fig. 4.20. Spectrogrammes d'amplitude réalisées par FFT sur séries pondérées par une fenêtre de Slepian et spectres 2 π -MTM de séries : A. sans perturbation. B. avec un hiatus. C. avec des variations du taux de sédimentation.

Le choix de la largeur de la fenêtre d'étude résulte d'un compromis résolution en fréquences ou résolution sur l'évolution temporelle des fréquences. Le choix de fenêtres couvrant des intervalles courts de la série permet de mieux cerner l'évolution des fréquences le long de la série étudiée mais offre une faible résolution en fréquences et ne permet pas la visualisation des basses fréquences. À l'inverse, le choix de fenêtres couvrant de larges portions de la série étudiée permet une bonne résolution fréquentielle et la visualisation des basses fréquences mais ne permet pas de visualiser l'évolution à court terme des hautes fréquences. Aussi est-il généralement nécessaire de réaliser deux analyses par spectrogramme d'amplitude : une pour identifier les basses fréquences et une pour visualiser l'évolution des hautes fréquences.

2.7. Le filtrage

Le filtrage est une opération qui consiste à isoler les composantes du spectre qui porte l'information d'intérêt. Concrètement, le filtrage sert soit à isoler le signal climatique du bruit, soit à isoler un cycle de période connue de façon à estimer des durées.

Plusieurs types de filtres existent. Les filtres passe-bas isolent les basses fréquences en éliminant les hautes fréquences. Les filtres passe-haut isolent les hautes fréquences. Enfin les filtres passe-bande isolent un intervalle du spectre borné par l'opérateur aux hautes et basses fréquences (Fig. 4.21).

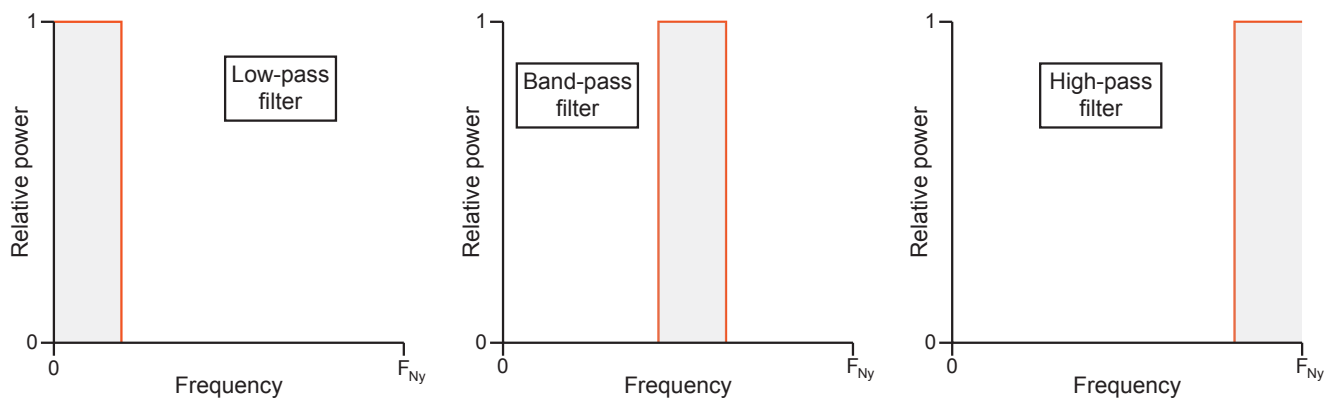


Fig. 4.21. Trois types de filtres en puissance.

Dans le cas idéal, un filtre conserve toute la puissance spectrale dans la bande de fréquences isolées et met à zéro la puissance spectrale en dehors de cette bande. En pratique, ce cas idéal ne peut être atteint à cause du caractère fini des signaux étudiés et il est nécessaire de travailler à partir de filtres possédant une bande de fréquences pour laquelle la puissance du filtre décroît progressivement.

Un filtre est caractérisé par :

- sa représentation temporelle, appelée réponse impulsionnelle (notée $g(t-u)$).
- sa représentation fréquentielle, appelée fonction caractéristique (notée $G(f)$) ou gain (Fig. 4.22a et 4.22b).
- sa largeur de bande sur laquelle le gain décroît entre la bande des fréquences conservées et la bande des fréquences éliminées.
- son déphasage (Fig. 4.22c et 4.22d).

Un filtre se rapproche d'un cas idéal lorsque sa bande de fréquences est étroite, le gain a une valeur la plus constante possible de 1 dans la bande de fréquences conservées et de 0 hors de cette bande et le déphasage est nul dans la bande de fréquences conservées. Deux filtres sont couramment utilisés

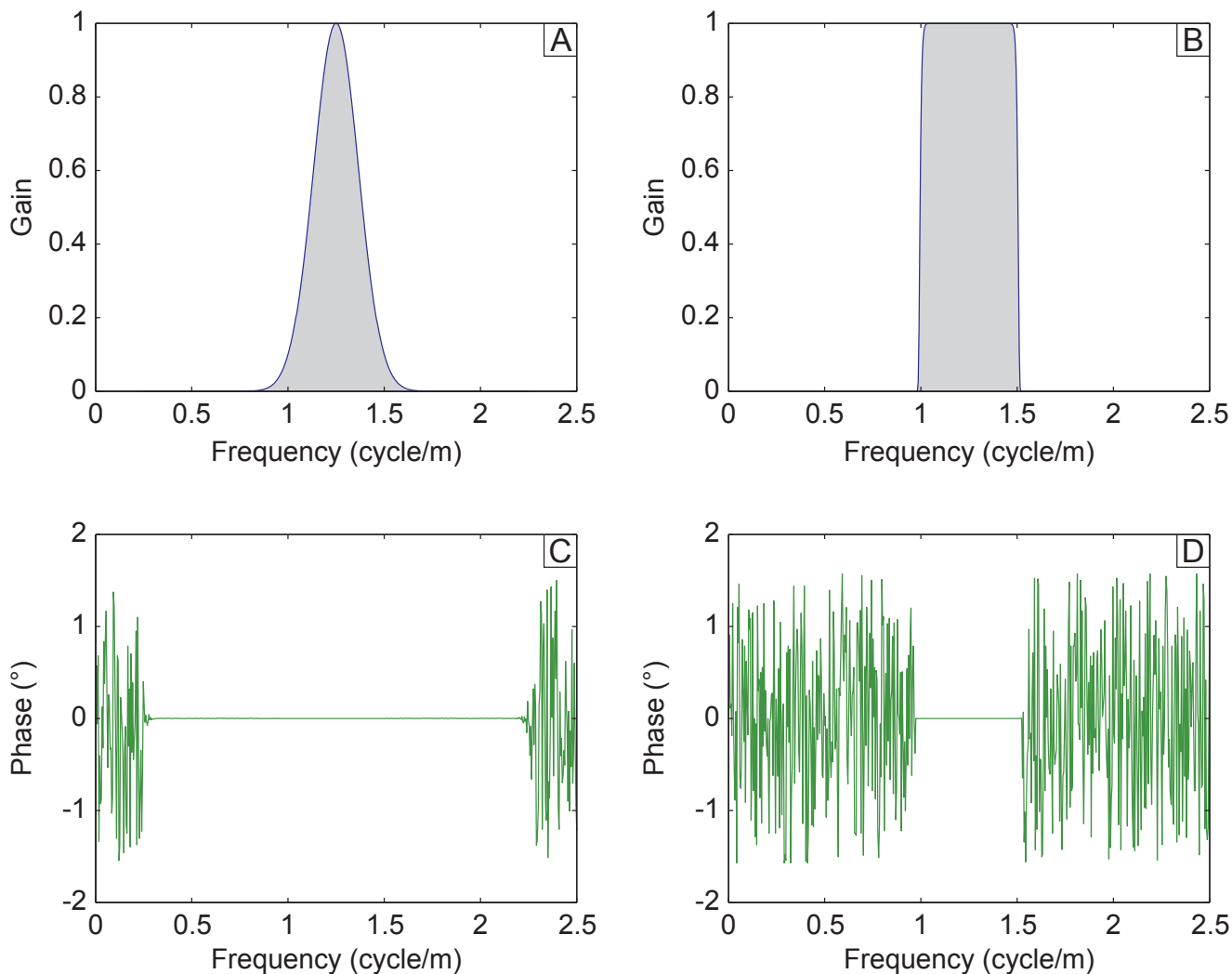


Fig. 4.22. Gain et déphasage des filtres gaussiens et de Taner. **A.** Gain d'un filtre passe-bande gaussien. *En gris* : bande préservée. **B.** Gain d'un filtre passe-bande de Taner. *En gris* : bande préservée. **C.** Phase d'un filtre passe-bande gaussien. Une phase à 0 indique un déphasage nul entre le signal original et le signal filtré. **D.** Phase d'un filtre de Taner.

dans cette étude pour leur déphasage nul sur l'ensemble de la bande conservée, le filtre gaussien et le filtre de Taner (Taner, 2000 ; Fig. 4.22).

Quelques précautions d'usage sont nécessaires quant à l'utilisation d'un filtre au risque de créer de fausses impressions de régularité du signal. Ainsi, toute série filtrée produit un signal cyclique, même pour les séries issues de nombres choisis aléatoirement. Le choix de la bande de filtrage doit donc être justifié et se limitera aux fréquences significatives. Par ailleurs, quelle que soit la bande de fréquences ciblée, le signal filtré a toujours une allure cyclique, d'amplitudes importantes si ces fréquences correspondent à des pics spectraux significatifs et de faibles amplitudes, s'ils ne correspondent qu'à du bruit spectral. Il faut donc veiller à ne pas cibler une bande trop étroite au risque de générer une fausse impression de régularité et à comparer le signal filtré au signal original (Fig. 4.23).

2.8. Comparaison entre cycles sédimentaires et cycles orbitaux

Les cycles sédimentaires identifiés ont des périodes en mètres, or l'imprécision des échelles des temps géologiques ne permet pas directement de les rattacher à des cycles astronomiques, dont les périodes sont estimées en milliers d'années. La comparaison entre ratios de fréquences sédimentaires et ratios de fréquences des cycles astronomiques permet de s'affranchir des contraintes de dimensions.

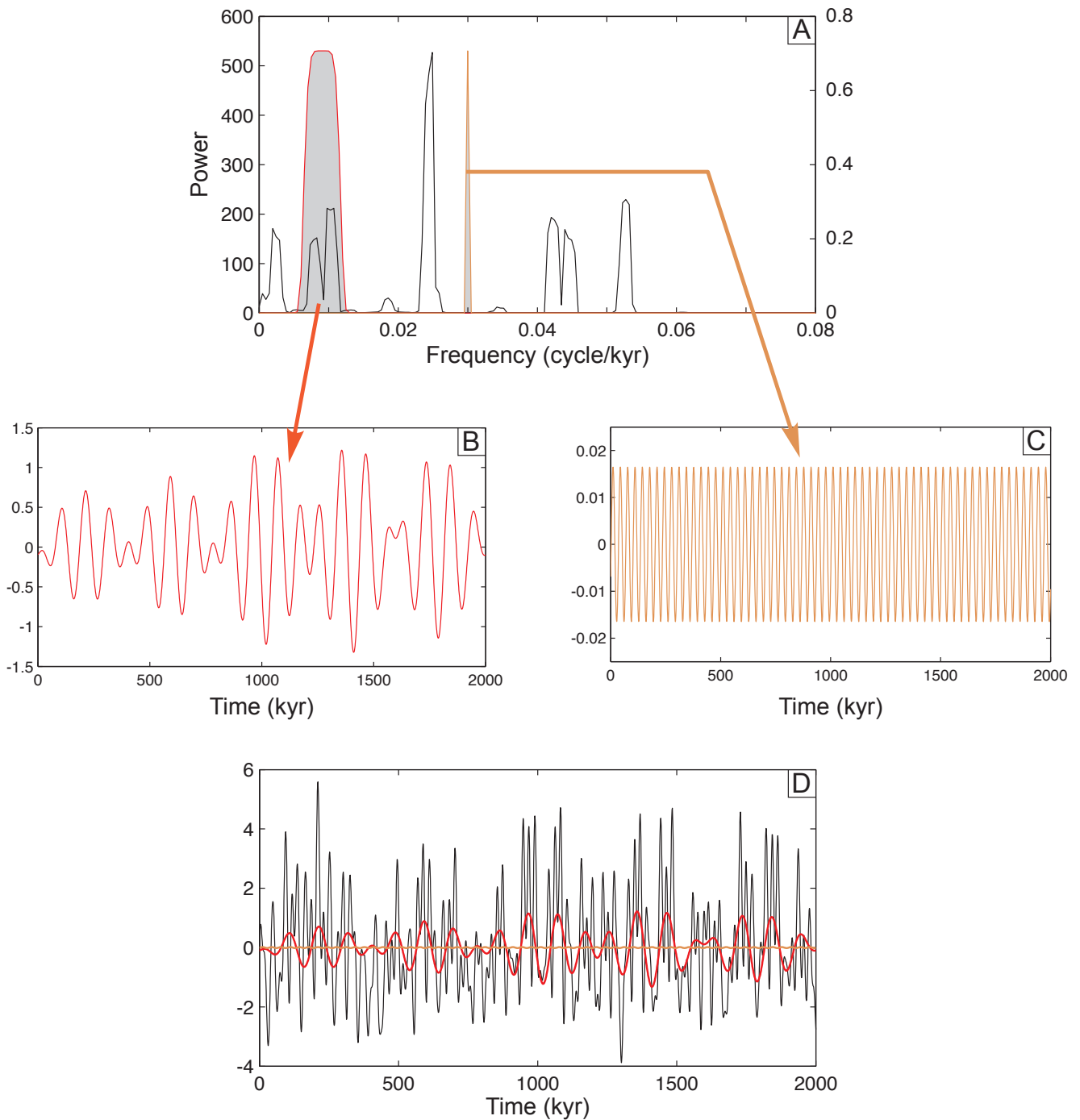


Fig. 4.23. A. Filtrage de deux bandes de fréquences sur une série ETP calculée entre 0 et 2Ma, l'une (en rouge) correspondant à des pics significatifs (ici l'excentricité à 100ka), l'autre (en orange) correspondant à du bruit (aucun cycle significatif détecté dans l'intervalle filtré). B. Le filtrage de la bande de fréquences associée à l'excentricité 100ka montre bien une cycle de période 100ka présentant une modulation d'amplitude sur 400ka. C. Le filtrage de la bande de fréquences associées à aucune cyclicité donne tout de même un cycle extrêmement régulier. D. L'amplitude des filtrages est replacée sur la série. En rouge : amplitude du filtrage de la bande d'excentricité. En orange : amplitude du filtrage de la bande de fréquences associée à aucune cyclicité. L'amplitude associée à aucune cyclicité montre une amplitude négligeable comparée au signal ETP et au filtrage de la bande de l'excentricité 100 ka. Cet exemple illustre qu'il est possible d'obtenir un filtrage apparemment régulier quelle que soit la bande de fréquences sélectionnée. Sur cet exemple, le filtrage d'un signal bruité a une amplitude très faible comparée au signal lui-même. La bande de fréquences conservée doit donc être justifiée par l'analyse spectrale. Elle doit couvrir l'ensemble d'une gamme de fréquences significatives sous peine d'obtenir un produit de filtrage biaisé, donnant une fausse apparence de régularité.

La précession, l'obliquité et l'excentricité 100 ka et 400 ka présentent des ratios respectifs de 1:2:5:20 préservés dans les rythmicités sédimentaires résultant d'un forçage orbital. Les principales périodes orbitales sont données dans le chapitre 2. La comparaison se fait le plus souvent de façon qualitative et peu de travaux permettent réellement de quantifier l'adéquation entre ratios des fréquences sédimentaires et astronomiques (Meyers et al., 2007).

Au cours de ce travail, un algorithme a été développé de façon à optimiser statistiquement cette comparaison. Différentes combinaisons de cycles orbitaux sont comparées aux fréquences sédimentaires significatives calculées par analyse spectrale. La somme des carrés des différences entre ratios astronomiques et ratios sédimentaires correspondant est ensuite calculée, donnant l'inadéquation entre ratios sédimentaires et astronomiques (Eq. 25). La solution la plus probable est celle dont la somme des carrés des différences est minimisée. Un exemple d'utilisation est donné en figure 4.24.

$$I = \sum_{n=1}^N (f_{s,n} - f_{s,o})^2 \quad (25)$$

avec I : inadéquation
 N : nombre de fréquences sédimentaires retenues
 $f_{s,n}$: n-ième fréquence sédimentaire
 $f_{s,o}$: n-ième fréquence orbitale

A

Orbital cycles	E	e1	e2	O2	O1	O3	P1	P2
Aptian period (ka)	405	124.1	95.0	46.8	36.6	27.0	21.7	18.1

B

Sedimentary cycles	f1	f2	f3	f4	f5
Periods (m)	14.6	1.32	1.19	0.85	0.68
Frequency (m ⁻¹)	0.0685	0.758	0.840	1.18	1.47

C

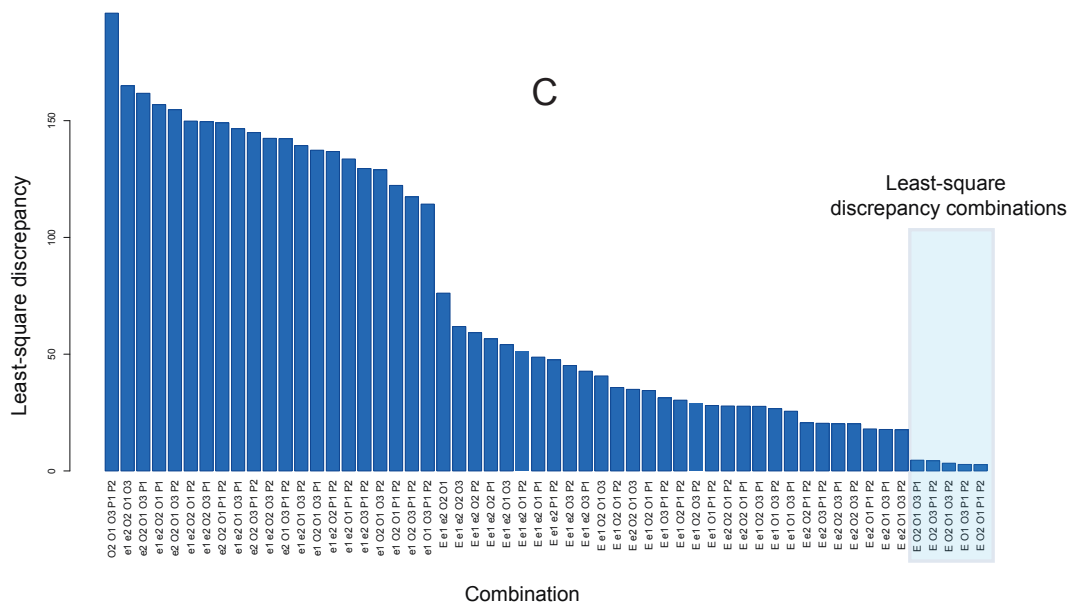


Fig. 4.24. Exemple d'utilisation de l'optimisation des comparaisons entre ratios des fréquences orbitales et sédimentaires. Dans cet exemple, les cinq fréquences sédimentaires issues de séries aptiennes (Crétacé inférieur) sont comparées à une série de combinaisons de cinq cycles astronomiques décrits dans le chapitre 2. Cinq combinaisons apparaissent nettement plus probables que les autres. Toutes rattachent le cycle f1 à E, la grande excentricité de 405 ka, alors utilisée comme référence pour l'estimation des durées (d'après Ghirardi, 2012).

2.9. Calibration orbitale

Une fois les cycles sédimentaires rattachés aux cycles orbitaux, des estimations de durées sont alors possibles. La calibration astronomique consiste à convertir les échelles d'épaisseur en échelle de temps, de façon à regarder la série sédimentaire non plus en fonction de l'épaisseur mais en fonction du temps.

Dans la procédure utilisée, le filtrage d'un cycle de référence sur l'intervalle étudié permet de délimiter les répétitions de son motif. Chaque répétition correspond à une période du cycle de durée constante et connue. Les limites de chaque répétition du motif sont alors ancrées sur la série sédimentaire. Les points d'ancrage sont généralement identifiés en filtrant le cycle de référence (cf. [paragraphe 2.8](#)). La durée entre deux points d'ancrage correspond à la période du cycle de référence, ce qui permet d'établir une échelle de temps. Le tracé de la série peut alors se faire non plus en fonction de l'épaisseur mais en fonction du temps. Compte-tenu des variations du taux de sédimentation, les portions de la série à faibles taux de sédimentation seront dilatées tandis que les portions à fort taux de sédimentation seront condensées (Fig. 4.25). La fonction LinAge du logiciel AnalySeries 2.0.4 est utilisée pour appliquer la procédure décrite (Paillard et al., 1996).

Les séries sédimentaires étudiées ne peuvent être ancrées directement sur les solutions astronomiques, imprécises au-delà de 50 Ma (Laskar et al., 2011). Les calibrations astronomiques proposées sont donc flottantes entraînant des échelles de temps relatif (le début de la coupe sera à 0 Ma).

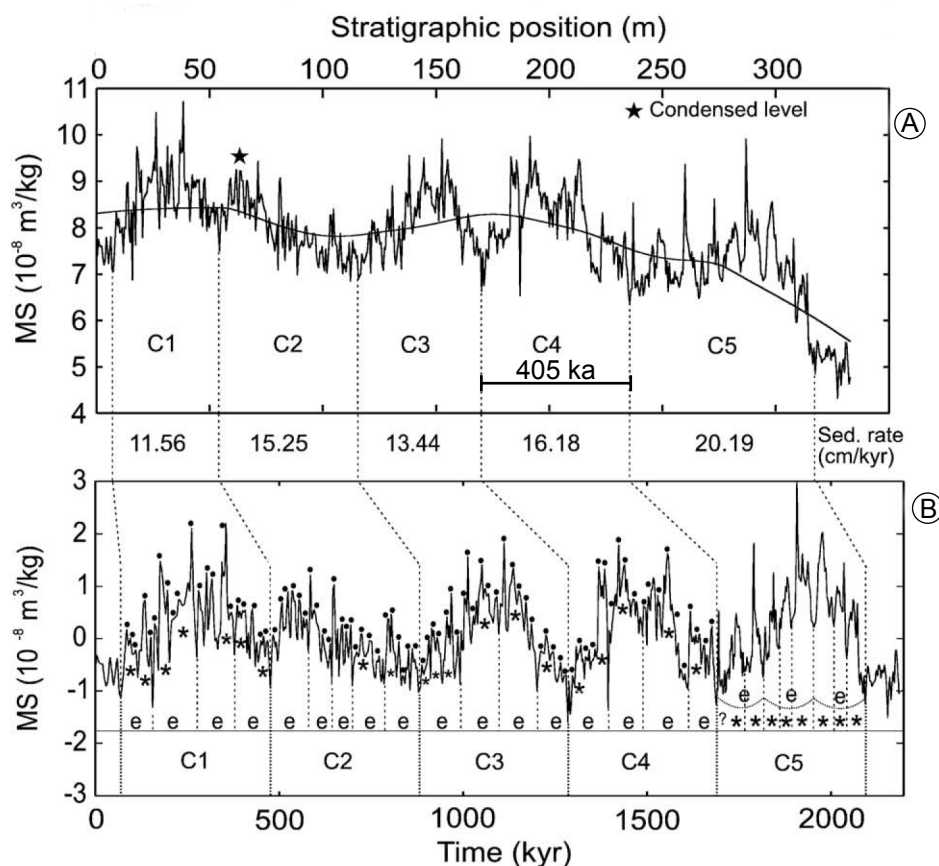


Fig. 4.25. Exemple de calibration d'une échelle des temps astronomique "flottante" dans le Jurassique supérieur (d'après Boulila et al., 2008b). **A.** Signal sédimentaire original : les séquences C1 à C5 correspondent aux cycles de 405 ka identifiés après analyse spectrale. Les pointillés correspondent aux limites de séquences de 405 ka utilisées comme points d'ancrage pour la calibration astronomique. **B.** Série calibrée sur les cycles de 405 ka. L'échelle stratigraphique (en m) a été convertie en échelle de temps (en ka). Ici, l'échelle des temps est flottante, car exprimée en temps n'est pas exprimé en âge absolu.

La qualité de la calibration astronomique est vérifiée en procédant à de nouvelles analyses spectrales sur la série calibrée. La calibration astronomique permet, en plus d'une conversion échelle stratigraphique/échelle temporelle, une réduction du bruit spectral lié aux variations du taux de sédimentation. La calibration astronomique de la série sédimentaire est jugée fiable si elle respecte les critères suivants :

- En analyse MTM, le rapport signal sur bruit du spectre est augmenté. Certains peuvent voir leur niveau de significativité ainsi augmenté.
- En spectrogramme d'amplitude, les périodes des cycles sédimentaires montrent de faibles variations tout au long de la série, indiquant une bonne prise en compte des variations du taux de sédimentation
- Les cycles initialement interprétés comme d'origine astronomique ont des périodes proches des périodes astronomiques théoriques.

Les durées d'étages, de biozones ou d'événements paléocéanographiques proviennent de la construction d'échelle des temps par calibration astronomique.

Résumé du chapitre 4

- La susceptibilité magnétique, le gamma ray spectral, les minéraux argileux et la teneur en CaCO_3 sont les paramètres sédimentaires utilisés au cours de ce travail.
- Ces paramètres sont traités statistiquement pour calculer les périodes des cycles sédimentaires. Les méthodes multi-fenêtres et des spectrogrammes d'amplitude, dérivées de la transformée de Fourier, sont privilégiées car adaptées à des séries bruitées, dont le taux de sédimentation varie.
- Les cycles sédimentaires sont rattachés aux cycles astronomiques par comparaisons entre ratios de fréquences sédimentaires et orbitaux. Cette comparaison, parfois délicate sans outil statistique, a été optimisée au cours de ce travail par la méthode des moindres carrés. La combinaison retenue est celle présentant des différences minimales entre fréquences sédimentaires et fréquences orbitales correspondantes.
- Une fois les cycles orbitaux identifiés dans l'enregistrement sédimentaire, un filtrage peut être utile pour isoler la bande de fréquences correspondant à une cyclicité orbitale. Les filtres de Taner et de Gauss sont retenus pour leur propriété en terme de conservation du gain dans la bande des fréquences préservées, une faible zone de transition entre la bande des fréquences retenues et la bande des fréquences rejetées, et un déphasage nul dans la bande des fréquences conservées.
- À l'aide du filtrage d'un cycle de référence, utilisé pour l'estimation des durées, des points d'ancrage peuvent être définis à chaque répétition du motif du cycle de référence. Ce découpage de la série en séquences de période identique permet de passer d'une série exprimée en fonction de l'épaisseur à une série exprimée en fonction de la durée. Ce type d'opération est une calibration orbitale. Elle permet la génération d'échelles de temps flottantes car non rattachées à des solutions astronomiques, encore imprécises pour le Crétacé. Des durées de « périodes » géologiques (étages, biozones...) peuvent être ainsi estimées. Dans la mesure du possible, le cycle de l'excentricité de 405 ka, dont la période est la plus stable sur l'ensemble du Mésozoïque, a été utilisée lors des procédures de calibration orbitale.
- La fiabilité de la calibration est vérifiée en traitant la série exprimée en échelle de temps par analyses spectrales. Les spectres calculés à partir de séries calibrées de manière fiable se rapprochent des spectres des solutions astronomiques, validant ainsi l'attribution correcte des cycles orbitaux aux cycles sédimentaires.

Chapitre 5

-

Calibration astronomique du Valanginien

Chapitre 5 : Calibration astronomique du Valanginien

Introduction

Ce chapitre propose une calibration astronomique du Valanginien et de ses subdivisions de façon à faciliter les reconstitutions paléoclimatiques pour cet intervalle de temps, présentant une excursion majeure du $\delta^{13}\text{C}$ (e.g., [Cotillon & Rio, 1984](#)). Les principaux résultats issus de cette étude ont fait l'objet d'une publication dans *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*.

Le Valanginien est défini comme l'intervalle de temps allant de la base de la zone E des calpionelles (concomitante à un banc près avec la base de la zone d'ammonite à *T pertransiens*) jusqu'à la base de la zone d'ammonite à *A. radiatus* ([Gradstein et al., 2012](#)). Le cadre biostratigraphique est le mieux contraint dans le Bassin Vocontien, pour lequel plusieurs milliers d'ammonites ont été collectées ([Le Hégarat, 1971](#) ; [Blanc, 1994](#) ; [Bulot et al., 1992](#) ; [Reboulet, 1996](#)). Cette zonation par ammonites a été corrélée banc à banc sur l'ensemble des coupes du Bassin Vocontien à l'aide de faisceaux de bancs repères ([Reboulet, 1996](#) ; [chp. 3](#)). Les zones et sous-zones sont définies sur la base de la première occurrence du taxon sur l'ensemble du bassin ([Reboulet, 1996](#)). Par ailleurs, les coupes étudiées ne présentent pas d'indices sédimentologiques de hiatus et les intervalles analysés sont situés entre deux niveaux de perturbations synsédimentaires (slumps). Les coupes sont constituées d'alternances marnes-calcaires hémipélagiques imputées à un forçage orbital (cf. [chp. 3](#)). Cinq coupes ont été analysées dans le Valanginien du Sud-Est de la France. Il s'agit de Vergol (candidat au GSSP pour la limite Berriasien-Valanginien ; [Gradstein et al., 2012](#)), Reynier, Morénas, Angles (hypostratotype du Valanginien ; [Busnardo et al., 1979](#)) et La Charce (candidat au GSSP pour la limite Valanginien-Hauterivien ; [Gradstein et al., 2012](#)).

Le gamma-ray spectral (GRS) dépend de la teneur en éléments détritiques et se prête donc bien à l'identification des changements lithologiques (cf. [chp. 4](#)). Les mesures de gamma-ray spectral (GRS) ont été menées avec un pas de 20 cm en vue d'identifier les cycles sédimentaires. Par comparaison de rapports de fréquences, ceux-ci ont pu être rattachés aux paramètres orbitaux terrestres, permettant de proposer un cadre temporel précis pour l'ensemble du Valanginien. Ce cadre temporel, mis en regard avec les datations radioisotopiques disponibles sur cet intervalle de temps, a permis d'estimer un âge pour l'initiation de l'événement Weissert et de comparer cet âge avec celui de la mise en place des trapps du Paraná-Etendeka. Par ailleurs, cette étude montre que les alternances marnes-calcaires ne sont pas exclusivement dues à la précession. Les implications paléoenvironnementales de cette observation seront discutées au cours de ce chapitre.



Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event

Mathieu Martinez ^{a,*}, Jean-François Deconinck ^a, Pierre Pellenard ^a, Stéphane Reboulet ^b, Laurent Riquier ^{a,c}

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

^b UMR CNRS 5276 Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement, Département des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard Lyon 1, Bâtiment Géode, 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne, Cedex, France

^c UMR CNRS 7193 IStEP: Institut des Sciences de la Terre-Paris, Université Paris VI, 4 place Jussieu, 75255 Paris cedex 05, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 18 July 2012

Received in revised form 31 January 2013

Accepted 22 February 2013

Available online 5 March 2013

Keywords:

High-resolution gamma-ray

Valanginian

Weissert Event

Paraná–Etendeka

Vocontian Basin

Palaeoclimate

ABSTRACT

High-resolution gamma-ray measurements performed on five biostratigraphically well-dated reference sections from the Vocontian Basin (south-eastern France) are used to develop a new astrochronology of the Valanginian Stage and its subdivisions (i.e. ammonite and calcareous nannofossil zones and subzones). Spectral analyses show a pervasive dominance of 405-kyr eccentricity cycles with the expression of 100-kyr eccentricity, obliquity and precession. Previous rough estimates of Valanginian Stage duration ranged from 3.9 to 6.5 myr but were generally based on less reliable or indirect methods. This study provides a precise duration of 5.08 myr, tuning the series to the 405-kyr eccentricity cycle, thus further enhancing the accuracy of the Geologic Time Scale. New durations of magnetostratigraphic zones are proposed based on intercalibration between ammonite and calcareous nannofossil biozones, cyclostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy. After integrating orbitally calibrated durations and available radio-isotopic ages for the Berriasian–Hauterivian interval, a link between the Weissert Event and the emplacement of the Paraná–Etendeka Traps now appears unlikely.

Strontium, carbon and oxygen isotope stratigraphy, sedimentological and palaeontological features, clay mineralogy, and the orbital record during the Upper Valanginian all suggest that a transient cool, arid climate occurred after the carbon isotope event, possibly associated with limited polar ice.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Valanginian Stage experienced major palaeoclimatic and palaeoceanographic changes, the most prominent of these being the Weissert Event, a carbon-cycle perturbation recorded by a positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion in marine carbonates and in terrestrial organic matter (Weissert et al., 1998; Gröcke et al., 2005). This 2‰-positive excursion, starting within the *Busnardoites campylotoxus* Zone, peaked in the Late Valanginian *Saynoceras verrucosum* Zone (Hennig et al., 1999; Duchamp-Alphonse et al., 2007; McArthur et al., 2007). A +2‰ change in $\Delta\delta_{\text{carb-plant}}$ suggests that a concomitant decrease in atmospheric $p\text{CO}_2$ occurred during the Late Valanginian (Gröcke et al., 2005). This carbon-cycle perturbation was coeval with a strong decrease in carbonate production on platforms, culminating during the *S. verrucosum* Zone, associated with a major platform-drowning episode recorded along most Tethyan margins (Föllmi et al., 1994; Wortmann and Weissert, 2000; Gréselle et al., 2011; Föllmi, 2012). The Early/Late Valanginian boundary was also characterised by migrations and turnovers of marine taxa and by the replacement of oligotrophic by mesotrophic communities (Walter, 1991; Reboulet

and Atrops, 1999; Erba and Tremolada, 2004; Duchamp-Alphonse et al., 2007). Finally, oxygen isotope measurements on fish-tooth apatite and on belemnite calcite from Western Tethyan and Boreal areas suggest a short-term temperature decrease in the Upper Valanginian (van de Schootbrugge et al., 2000; Pucéat et al., 2003; McArthur et al., 2007), probably leading to the development of polar ice (Price, 1999). The activity of the Paraná–Etendeka Large Igneous Province is sometimes suggested as the main cause of these palaeoceanographic and palaeoclimatic perturbations (Erba et al., 2004; Sprovieri et al., 2006). Because radio-isotopic ages are scarce and approximately constrained on the stratigraphy, the chronology and interrelationships of events during the Valanginian Stage remain poorly understood. Recent developments of the Geologic Time Scale 2012 (GTS2012) provide a duration for the Valanginian Stage of 5.5 myr, based on two U–Pb ages obtained from tuff layers in the Great Valley Group in California (Gradstein et al., 2012). However, due to low biostratigraphic resolution, these levels show high uncertainties in their stratigraphic ages and refinement of the Valanginian time scale is needed to better understand the sequence of palaeoenvironmental changes.

Reference sections for the Valanginian Stage (Vergol, GSSP candidate for the Berriasian–Valanginian boundary; Angles, Hypostratotype; La Charce, GSSP candidate for the Valanginian–Hauterivian boundary;

* Corresponding author. Tel.: +33 3 80 39 63 64; fax: +33 3 80 39 63 87.

E-mail address: mathieu.martinez@u-bourgogne.fr (M. Martinez).

Gradstein et al., 2012) are well exposed in the Vocontian Basin (south-eastern France). Numerous data from these sections have contributed to establish the standard biozonation of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group used in GTS2012 (Blanc, 1996; Reboulet and Atrops, 1999; Hoedemaeker et al., 2003; Reboulet et al., 2011; Gradstein et al., 2012). This basin is composed of marl–limestone alternations, which display cyclic patterns in their chemical, mineralogical and faunal/floral contents (Cotillon et al., 1980; Jouchoux, 1984; Deconinck, 1987; Reboulet and Atrops, 1997; Reboulet et al., 2003; Gréselle et al., 2011) and are bed-to-bed correlated throughout the basin (Cotillon et al., 1980) and Western Europe (Hoedemaeker, 1998). For these reasons, marl–limestone alternations in the Vocontian Basin reflect cyclic palaeoclimatic and eustatic fluctuations (Cotillon et al., 1980; Rio et al., 1989; Hoedemaeker, 1998; Gréselle and Pittet, 2010; Gréselle et al., 2011), while diagenesis probably reinforced this primary alternation (Munnecke et al., 2001). Given the cyclic lithological pattern, marl–limestone alternations have previously been imputed to precession or obliquity cycles and durations were proposed for the Valanginian Stage (Huang et al., 1993; Giraud, 1995; Giraud et al., 1995). However, the attribution of sedimentary cycles to astronomical periods based on field observations or lithology coding still remains imprecise notably because the lithological contrast weakens in the Upper Valanginian and recognition of precession vs. obliquity cycles in the field is problematic. Up-to-date astronomical solutions show that the 405 kyr-eccentricity is the only cycle stable enough to provide reliable duration estimates for the Mesozoic (Laskar et al., 2011). Since field observations did not allow reliable identification of the eccentricity cycles, the duration estimates for the Valanginian Stage vary from 4.7 myr to 6.5 myr (Giraud et al., 1995; Gréselle and Pittet, 2010).

This study therefore aims to propose a more precise duration for the Valanginian Stage and its ammonite and calcareous nannofossil zones and subzones, with the identification of the stable 405-kyr eccentricity cycle using gamma-ray spectrometry signal on reference sections located throughout the Vocontian Basin.

2. Geological setting

During the Early Cretaceous, the Vocontian Basin was located on the northern margin of the Tethyan Ocean, between 25 and 30°N (Dercourt et al., 1993). This 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 (Fig. 1). The Lower Cretaceous sedimentary succession was dominated by hemipelagic marl–limestone alternations sometimes interrupted by gravity flow deposits (e.g. slumping, turbidites). Marl–limestone alternations in outcrop show various patterns.

To provide an accurate astrochronology of the Valanginian Stage, five reference sections from the uppermost Berriasian to the lowermost Hauterivian were selected throughout the Vocontian Basin (Fig. 1): Vergol (a Berriasian/Valanginian GSSP candidate; Gradstein et al., 2012), Morénas (Reboulet, 1996), La Charce (the Valanginian/Hauterivian GSSP candidate; Gradstein et al., 2012), Reynier (Le Hégarat, 1971) and Angles (the Valanginian Hypostratotype; Busnardo et al., 1979). These sections were also selected because 1) they did not show any evidence of sedimentary hiatuses such as hardgrounds, phosphate nodules or glauconitic intervals, which are observed in more proximal sections (Janssen, 2009; Gréselle and Pittet, 2010), and 2) all the ammonite zones and subzones of the Valanginian are identified and precisely bounded (Reboulet, 1996; Reboulet and Atrops, 1999 and references therein). The standard zonation established by the IUGS Lower Cretaceous Working Group is used in this work (Reboulet et al., 2011).

The sections are correlated using (1) a detailed ammonite biozonation (e.g., Reboulet and Atrops, 1999), (2) limestone bundles, widespread throughout the Vocontian Basin (e.g. 'Faisceau Médian'; Cotillon et al., 1980), (3) centimetric organic carbon-rich layers

(Barrande layers; Reboulet et al., 2003) and (4) a bentonite layer identified in the *B. campylotoxus* Zone (Fesneau et al., 2009).

3. Material and methods

Natural radioactivity encountered in the detrital fraction is now classically used to detect orbital forcing in sedimentary series (Rampino et al., 2000; Weedon et al., 2004). Field Gamma-Ray Spectrometry measurements (GRS, SatisGeo GS-512) were spaced at ~20 cm of sediment thickness with a constant 1-min acquisition time. For all readings, the detector was placed against outcrop surfaces that have been cleaned of weathered material and smoothed. A scintillometer arrangement was used to produce an energy spectrum for the natural gamma-ray emitted from an outcrop. This spectrum was interpreted electronically to yield concentrations of the principal gamma-ray sources involved, namely potassium (K), thorium (Th) and uranium (U). K and Th are usually concentrated in clay minerals, while U is associated to organic matter (Myers and Wignall, 1987). Reproducibility was assessed by measuring the same spot 30 times in a marl interbed and in a limestone bed. Replicates are normally distributed (Shapiro-Wilk test: $p > 0.05$) with a standard deviation of approximately 5%, confirming the validity of a 1-min acquisition time.

The raw GRS series were linearly interpolated every 1 cm and detrended using best-fit linear and Lowess regressions (Cleveland, 1979; Fig. 2). Multitaper spectral analyses, using three 2π prolate tapers (2π -MTM) with robust red-noise modelling (Mann and Lees, 1996; Ghil et al., 2002) were applied to evaluate lithological cycles as a possible record of astronomically forced sedimentation (e.g., Boullila et al., 2008; Martinez et al., 2012; Moiroud et al., 2012). Amplitude spectrograms (i.e. sliding-window Fast Fourier Transforms) were provided for each GRS series to detect the evolution of sedimentary frequencies throughout the series (e.g., Maurer et al., 2004). Highest-power cycles display continuous lines and bifurcate in intervals of hiatuses or amplitude modulations (Meyers et al., 2001; Meyers and Sageman, 2004). The frequency resolution of the analysis is better for a large window but a short window allows the evolution of high frequencies to be precisely followed (Weedon, 2003). Thus, for each series, both 10-m and 40-m window amplitude spectrograms were applied. Sedimentary and orbital ratio frequencies were compared in order to attribute lithological cycles to theoretical orbital parameters derived from the La2004 astronomical solution (Laskar et al., 2004). The Taner band-pass filterings helped in the identification of the sequences of 405-kyr eccentricity cycles, preferred for accurate duration assessment (Hinnov, 2000). This filter provides no phase shift between the input signal and the output filter, while maintaining a reliable estimate of the filtered signal amplitude (Taner, 2000; Hinnov et al., 2002). The frequency band used for filtering was selected in order to take into account the variations of the sedimentation rate. Maximum values of the filters are used to help in detecting the boundaries of each repetition of the 405-kyr eccentricity cycles.

4. Results

The untreated GRS signals show similar trends on the sections (Fig. 2). GRS values increase from the base of the Valanginian Stage up to the *S. verrucosum* Subzone in agreement with a progressive enrichment of the detrital fraction in sediments and progressively decrease towards the Hauterivian Stage, with the return to a more carbonate-rich sedimentation. At lower frequencies, the GRS signals display well-expressed cyclic fluctuations at ~20–30 m (Figs. 3–4). This fluctuation has lower amplitudes in the *B. campylotoxus* Zone. At higher frequencies, GRS values are, as expected, systematically higher in marl interbeds than in adjacent limestone beds.

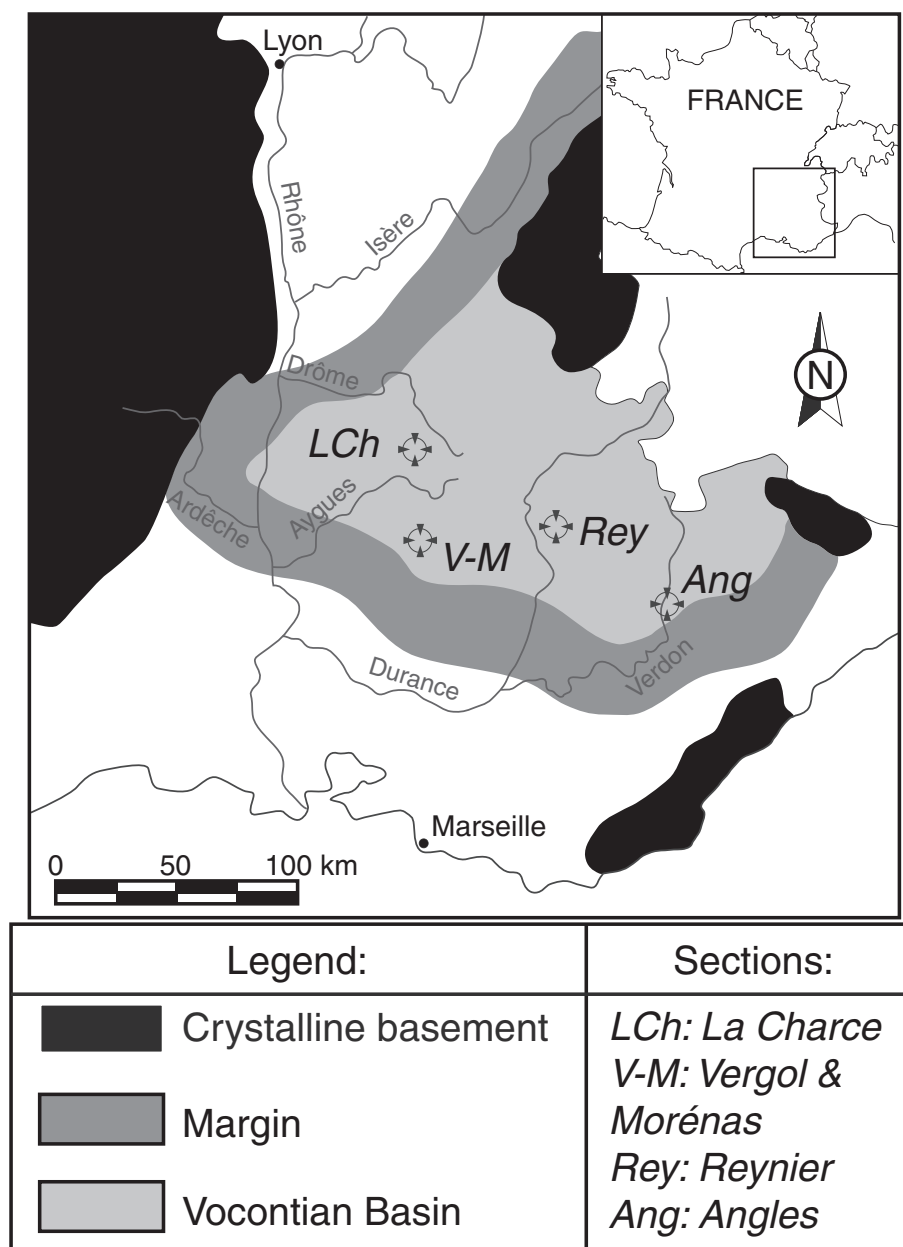


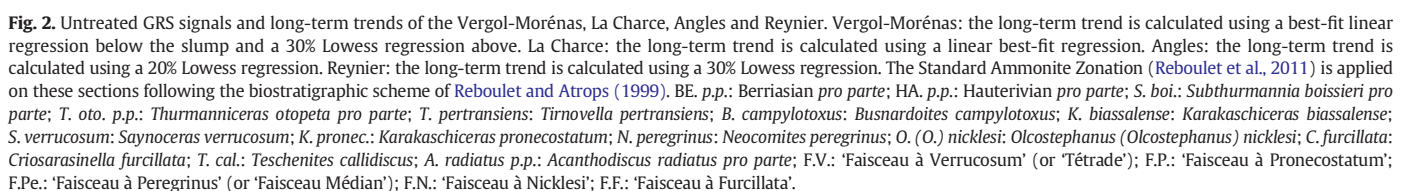
Fig. 1. Location of the sections studied (modified after Gréselle and Pittet, 2010).

The multitaper analysis of the Vergol/Morénas section shows cycles with confidence levels up to 99% (99% CL) at 25.4 m and from 1.2 to 0.8 m, with peaks at 8.8 m and 1.8 m up to 95% CL (Fig. 3A). In the 40-m amplitude spectrogram (Fig. 3B), a prominent cycle has a period increasing from 17.4 m to 30.6 m, from the *Karakaschiceras biassalense* to the *S. verrucosum* subzones, and decreasing from 30.6 m to 20.3 m towards the *Neocomites peregrinus* Subzone. Another cycle appears at 8.8 m in the *S. verrucosum* Subzone. In the 10-m amplitude spectrogram (Fig. 3C), high-frequency cycles gradually increase from 0.8 m to 1.4 m, from the *Tirnovella pertransiens* Zone to the *S. verrucosum* Subzone. High-frequency cycles have weak spectral powers in the *S. verrucosum* Subzone and decrease from 1.8 m to 1.1 m, towards the *N. peregrinus* subzones.

The multitaper analysis of the Reynier section shows cycles up to 99% CL at 17.1 m, 7.5 m, from 1.3 to 1.0 m and at 0.7 m (Fig. 3D). The 40-m amplitude spectrogram (Fig. 3E) shows a prominent low-frequency cycle with a period of 13.3 m in the *T. pertransiens*

Zone. This period shows overall stability at 17.7 m from the upper part of the *T. pertransiens* Zone to the base of the *K. biassalense* Subzone; it bifurcates into a high-power period of 13.9 m and a low-power period of 48.0 m in the *K. biassalense* Subzone. This cycle returns to a single period of 22.9 m in the *S. verrucosum* Subzone. Another period appears at 7.5 m in the *S. verrucosum* Subzone. In the 10-m amplitude spectrogram (Fig. 3F), the high-frequency cycles gradually increase from 0.6 m to 1.3 m from the *T. pertransiens* Zone to the base of the *S. verrucosum* Subzone. High-frequency cycles display weak spectral powers in the *S. verrucosum* Subzone, and have higher spectral power in the *Karakaschiceras pronecostatum* Subzone with a period decreasing from 1.2 m to 1.1 m.

The multitaper analysis of the La Charge section shows cycles up to 99% CL at 21.3 m and from 1.4 to 0.9 m (Fig. 4A). The 40-m amplitude spectrogram (Fig. 4B) shows a prominent cycle with a period evolving from a single period of 18.4 m, bifurcates from the *N. peregrinus* to the *Olcostephanus* (*Olcostephanus*) *nicklesi* subzones



The multitaper analysis of the Angles section, shows cycles up to 99% CL at 25.4 m, 8.2 m and from 1.9 to 0.9 m (Fig. 4D). The 40-m amplitude spectrogram (Fig. 4E) shows a prominent cycle at 20.7 m

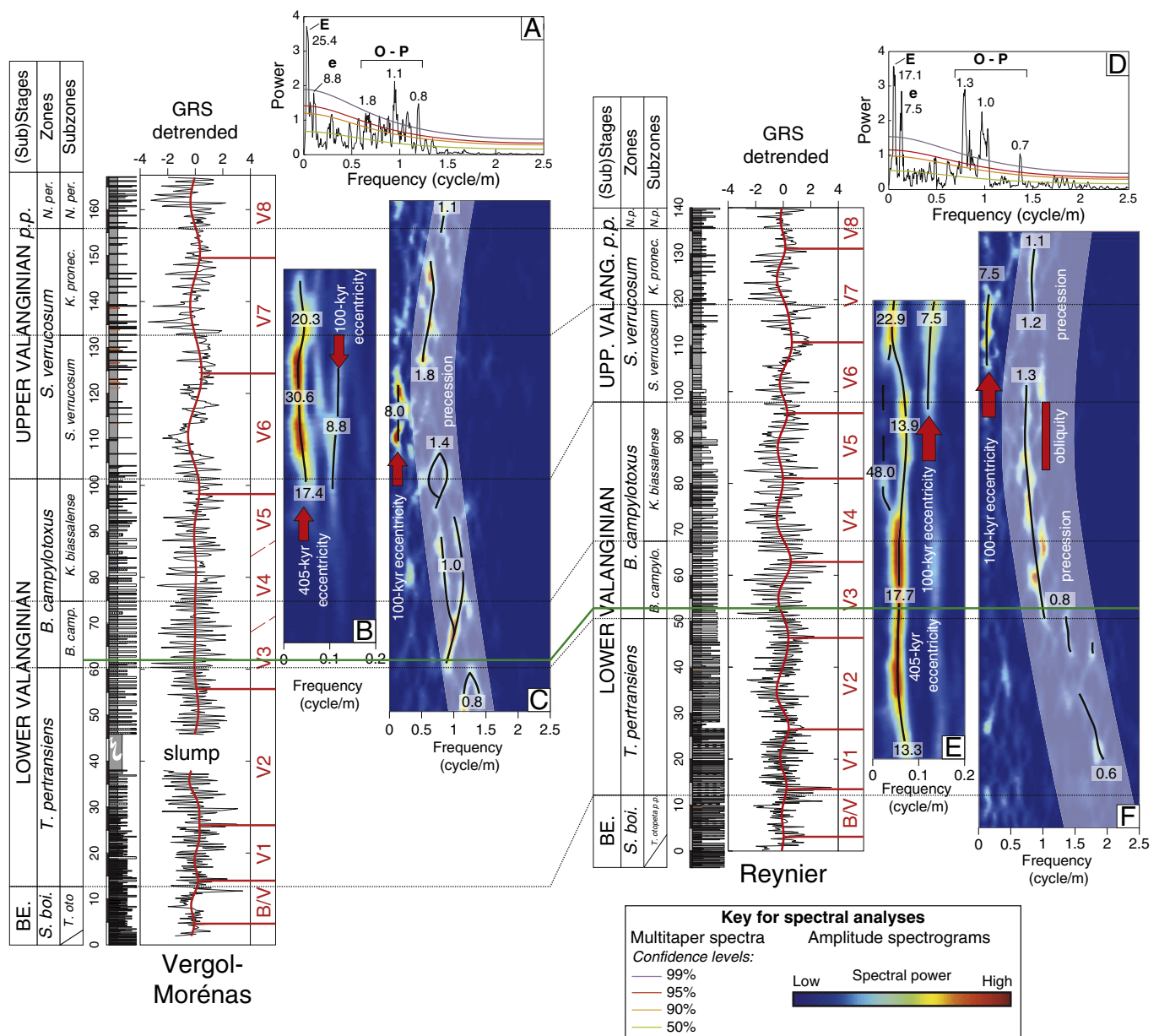


Fig. 3. Spectral analyses, detrended GRS and 405-kyr band Taner filters of the Vergol-Morénas and the Reynier sections. Correlations between the sections are based on ammonite zones (dashed black lines) and bentonite (green line). Black curves are detrended GRS while red curves are 405-kyr Taner band-pass filters. Selected bands for filtering are as followed: Vergol-Morénas: 0.00610–0.0610 cycle/m, Reynier: 0.00610–0.0916 cycle/m. E: 405-kyr eccentricity, e: 100-kyr eccentricity; P: precession (20 kyr); O: obliquity (36.6 kyr). (A.) 2π -multitaper spectrum of the Vergol-Morénas section, with red noise modelling linearly fitted at 1/5 of the Nyquist frequency. The main significant periods are labelled in metres and their orbital cycle correspondence in bold. (B.) 40-m amplitude spectrogram. The thick black line indicates sedimentary periods, labelled in metres. (C.) 10-m amplitude spectrogram. (D.) 2π -MTM spectrum of the Reynier section, with red noise modelling linearly fitted at 1/5 of the Nyquist frequency. (E.) 40-m amplitude spectrogram of the Reynier section. (F.) 10-m amplitude spectrogram of the Reynier section. Red bands represent intervals showing a stronger expression of the obliquity cycle deduced from ratio comparison with the eccentricity cycles.

in the *K. biassalense* Subzone, bifurcates into a high-power period of 31.8 m and a low-power period of 13.3 m in the *K. biassalense*–*S. verrucosum* subzones. This cycle returns to a single period of 24.0 m in the *S. verrucosum* Subzone, decreasing to 20.1 m towards the *N. peregrinus* Subzone. This cycle bifurcates into two low-power periods at 13.5 m and 43.0 m in the *O. (O.) nicklesi* and *C. furcillata* subzones and evolves to a single period with higher spectral powers at 28.5 m in the *T. callidiscus* Subzone. In the 10-m amplitude spectrogram (Fig. 4F), the high-frequency cycles gradually increase from 0.9 m to 1.5 m from the *T. pertransiens* Zone to the base of the *S. verrucosum* Subzone, with weak spectral powers in the *S. verrucosum* Subzone, and decrease from 1.5 m to 1.0 m from

K. biassalense Subzone to the top of the *N. peregrinus* Subzone. A higher period at 8.1 m is identified in the *S. verrucosum* Subzone (Fig. 4E–F). High-frequency cycles experience a major shift at the base of *O. (O.) nicklesi* Subzone, with periods suddenly increasing from 0.9 to 1.8 m. Then, periods gradually decrease from 1.8 m to 1.1 m from the *O. (O.) nicklesi* to the *C. furcillata* subzones. Finally, periods increase to 1.9 m in the *C. furcillata* Subzone and decrease to 1.3 m towards the *A. radiatus* Zone.

To sum up, from the *T. pertransiens* Zone to the base of the *S. verrucosum* Subzone, the period of high-frequency cycles gradually increases due to the gradual increase in marl–limestone alternation thickness. The consequence on the multitaper spectra is the

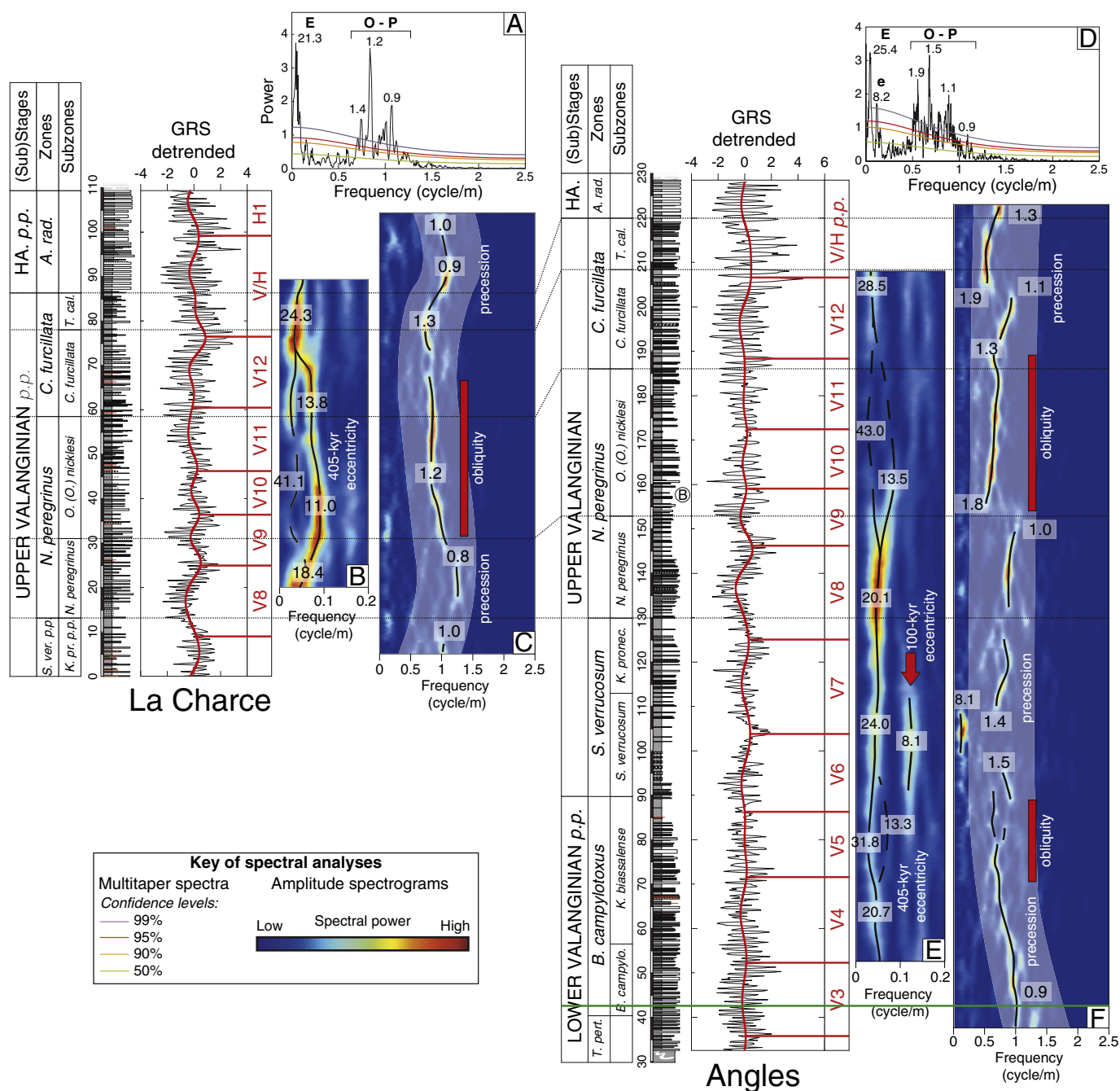


Fig. 4. Spectral analyses, detrended GRS and 405-kyr Taner band-pass filters of the La Charce and Angles sections. Correlations between the sections are based on ammonite zones (dashed black lines) and bentonite (green line). Black curves are detrended GRS while red curves are 405-kyr Taner band-pass filters. Selected bands for filtering are as followed: La Charce: 0.00610–0.122 cycle/m, Angles: 0.00916–0.0946 cycle/m. E: 405-kyr eccentricity, e: 100-kyr eccentricity; P: precession (20 kyr) O: obliquity (36.6 kyr). (A.) 2 π -MTM analysis of the La Charce section with red noise modelling linearly fitted at 1/5 of the Nyquist frequency. The main significant periods are labelled in metres and their orbital cycle correspondence in bold. (B.) 40-m amplitude spectrogram of the La Charce section. Thick black line indicates the sedimentary fluctuations, periods are expressed in metres. (C.) 10-m amplitude spectrogram of the La Charce section. Red intervals indicate stronger expressions of the obliquity deduced from ratio comparison with eccentricity. (D.) 2 π -MTM analysis of the Angles section with red noise modelling linearly fitted at 1/5 of the Nyquist frequency. The main significant periods are labelled in metres and their orbital cycle correspondence in bold. (E.) 40-m amplitude spectrogram of the Angles section. Thick black line indicates the sedimentary fluctuations, periods are expressed in metres. (F.) 10-m amplitude spectrogram of the La Charce section. Red intervals indicate stronger expressions of the obliquity cycles deduced from ratio comparison with the eccentricity cycles.

presence of a series of high-frequency peaks around 1 m. In the *S. verrucosum* Subzone, high-frequency spectral power decreases while marl–limestone alternations are very weakly expressed in the field (Figs. 3–4). From the *K. pronecostatum* Subzone to the *A. radiatus* Zone, alternations are again well expressed while high frequencies have higher spectral power in this interval, evolving between 0.8 to

2.0 m. Therefore, high frequencies in the GRS signal reflect changes in amplitude and in the thickness of the marl–limestone alternations. Low frequencies are around 20–30 m in the major part of the Valanginian and display bifurcating frequencies in the *K. biassalense* and from the *O. (O.) nicklesi* to the *C. furcillata* subzones, where the 20–30 m cyclic fluctuations show much lower amplitudes (Figs. 3–4).

5. Cyclostratigraphic interpretations

5.1. Origin of the sedimentary cycles

GRS cycles show common short- and long-term trends related to the evolution of marl–limestone alternations, although the series were submitted to distinct thermal diagenetic conditions (Deconinck and Debrabant, 1985; Levert and Ferry, 1988). This feature excludes diagenesis as the cause of the GRS signal evolution. As expected, the GRS signals closely follow the carbonate and detrital material contents, which reflect palaeoclimatic and eustatic variations (Cotillon et al., 1980; Cotillon, 1987; Hoedemaeker, 1998).

The multitaper analyses show three prominent cycles (up to 99% CL) at 10–30 m (20 m on average), 8 m and 0.7–2 m (1 m on average) displaying evolution in their period (Fig. 3). The ratio between the 20-m cycle and the 1-m cycle is related to the ratio between the 405-kyr eccentricity and the precession cycle (20 kyr). The 8-m cycle appears only in the *S. verrucosum* Subzone. In this interval, other prominent cycles are at ~30 m and 1.5 m. These periods display a 1:5:20 period ratio linked to the ratio between precession, the 100-kyr eccentricity and the 405-kyr eccentricity.

A Taner band-pass filter was applied on each series to follow the evolution of the interpreted 405-kyr eccentricity. The evolution of the resulting filters is in agreement with the periods observed in the multitaper spectra and amplitude spectrograms. Twelve complete cycles are counted within the Valanginian Stage (V-cycles), namely V1 to V12. The B/V cycle encompasses the Berriasian/Valanginian boundary, while the V/H cycle encompasses the Valanginian/Hauterivian boundary.

Cycles V5 and V9 to V11 encompass only 11 elementary GRS cycles. Amplitude spectrograms show a decrease in the thickness of low-frequency cycles while the high frequencies are still around 1 m^{-1} and display a 1:11 ratio with low frequencies (Fig. 3). Cycles V5 and V11 display much lower amplitudes than the adjacent cycles. Strong condensation, hiatuses or obliquity recorded as the sedimentation rate decreases can lead to this pattern. Hiatuses are unlikely due to the absence of hardground, glauconitic or phosphatic levels, while correlations show that the V9–V12 interval is much thicker in the basin compared to more proximal sections (Gréselle and Pittet, 2010; Bonin et al., 2012). The occurrence of barite nodules in this interval rather indicates lower sedimentation rates than hiatuses (Bréhéret and Brumsack, 2000). Strong condensation would lead to aliasing, that would lead in the amplitude spectrograms to weak spectral powers and high background noise near the Nyquist Frequency (highest frequency that can be detected), which is not the case in this interval.

In astronomical solutions, the 1:11 ratio corresponds to the obliquity/405-kyr eccentricity ratio. Insolation solutions show obliquity to be best expressed in high latitudes while precession/eccentricity is best expressed at low latitudes (Berger and Loutre, 1994; Crucifix et al., 2006). Obliquity can be transiently expressed in tropical sediments in the case of low amplitude of the 405-kyr cycle, modulated by the 2.4-myr cycle (e.g., Hilgen et al., 2003) or in case of global climate controlled by polar dynamics (Ruddiman, 2001; Boulila et al., 2011). In the GRS series, the two sequences showing the lowest amplitudes, V5 and V11, are separated by six sequences, in agreement with 1:6 period ratio between the 405-kyr eccentricity and the 2.4-myr eccentricity. Amplitude spectrograms from La Charce and Angles sections indicate that obliquity dominates in cycle V5, and from V9 to the base of cycle V12 (Fig. 3).

5.2. Duration estimates

Twelve cycles lying entirely within the Valanginian Stage (V1 to V12) provide a duration of 4.86 myr (Fig. 4). Additionally, the B/V cycle ends just above the Berriasian/Valanginian boundary and the V/H cycle straddles the Valanginian/Hauterivian boundary (Fig. 4). Within the Valanginian Stage, two precession cycles, with a duration of 0.04 myr,

are identified in B/V, while nine precession cycles are identified for V/H, with a duration of 0.18 myr. Finally, orbital tuning provides a duration of 5.08 myr for the whole Valanginian Stage (Fig. 5).

The recent Geologic Time Scale 2012 (GTS2012) proposes a duration of 5.5 ± 0.6 myr based on two U–Pb ages. The older age is assigned as 137.62 ± 0.21 Ma (2σ full uncertainty), possibly ranging from the mid-lower *T. pertransiens* to the *B. campylotoxus* zones, while the younger age is assigned as 133.51 ± 0.29 Ma, ranging from the *C. furcillata* to the *A. radiatus* zones (Gradstein et al., 2012). Both these U–Pb ages show an additional uncertainty of ± 0.5 myr, due to the low resolution of their stratigraphic calibration.

In the Vocontian Basin, previous estimates of Valanginian Stage duration were based on cycle counting in the field. This method yielded rough estimates of 6.5 myr (Rio et al., 1989; Duchamp-Alphonse, 2006) or 4.7 myr (Gréselle and Pittet, 2010). Using spectral analyses on digitalized lithological alternations, a duration of ca. 5.2 myr by Huang et al. (1993) and ca. 6.5 myr was deduced by Giraud et al. (1995). These discrepancies may be attributed to weakly expressed lithological alternations hindering reliable recognition of all lithological cycles and to a difficulty in attributing an orbital period to lithological cycles since the method used could not allow the eccentricity cycles to be identified.

Sprovieri et al. (2006) proposed an orbital tuning based on $\delta^{13}\text{C}$ measurements on the Maiolica Formation (Chiaserna Monte Acuto section, Central Italy; Fig. 5). Using the recognition of the 405-kyr eccentricity from a high-resolution $\delta^{13}\text{C}$ signal and considering that the Valanginian Stage extends from the base of the *Tirnovella pertransiens* Zone to the base of the *A. radiatus* Zone (Reboulet et al., 2011; Gradstein et al., 2012), the duration of the Valanginian Stage is estimated as 5.2 myr (Sprovieri et al., 2006). This duration is close to our assessment of 5.08 myr. Thus the reliability of our orbital tuning is strengthened, as consistent durations based on two independent proxies ($\delta^{13}\text{C}$ and GRS) are obtained in two separate sedimentary basins.

5.3. A new Valanginian time scale

Orbital calibration provides the opportunity to improve duration estimates for precisely defined ammonite and calcareous nannofossil zones (Fig. 5; Reboulet and Atrops, 1999; Duchamp-Alphonse et al., 2007; Gréselle et al., 2011; Reboulet et al., 2011). These biozone durations are very often significantly different from those proposed in the GTS2012, deduced from a constant seafloor spreading model for the Early Cretaceous combined with the strontium-isotope reference curve (McArthur et al., 2007).

Based on the new biozone durations presented here, correlations between biozones and magnetochrons are proposed with the following anchor points (Fig. 6):

- The base of the Valanginian Stage is within chron M14r (Ogg et al., 1988; Gradstein et al., 2012);
- Chron M11Ar corresponds to a short-duration plateau in the increase in $\delta^{13}\text{C}$ at the Lower/Upper Valanginian boundary;
- The top of M10Nn.3n corresponds to the base of the Hauterivian Stage.

Between these anchor points, magnetochrons from M14r to M11Ar and from M11Ar to M11r.1n are linearly interpolated respectively to the Pacific seafloor-spreading model available in GTS2012 (Gradstein et al., 2012). Durations from chron M11r.1r to chron M10Nn.3n are assessed by cyclostratigraphy (Sprovieri et al., 2006).

6. Palaeoclimatic implications

6.1. Origin of the Weissert Event

The hypothesis of a link between the emplacement of the Paraná–Etendeka (P–E) traps and the Weissert Event (WE; Erba et al., 2004)

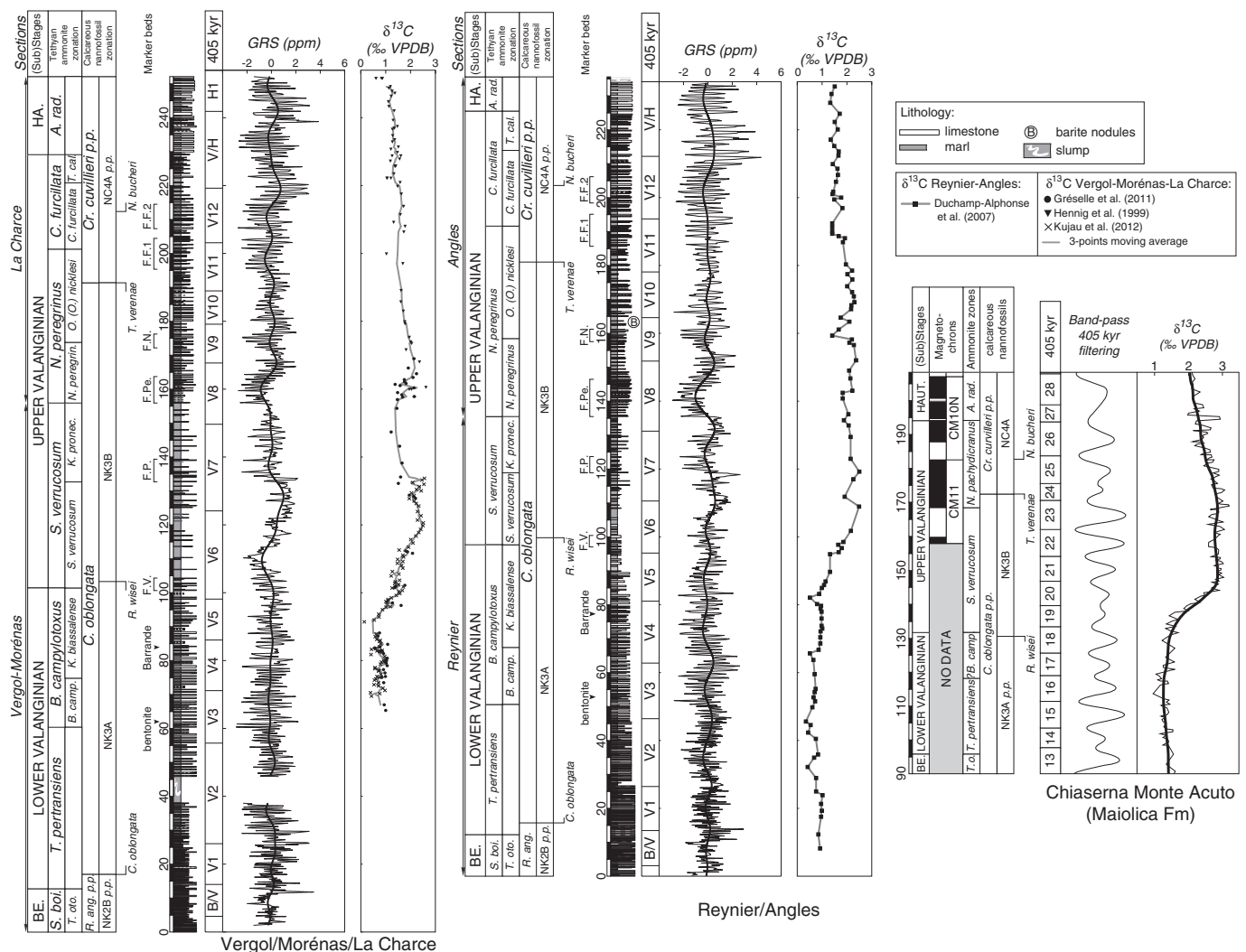


Fig. 5. Valanginian Stage integrated stratigraphy of the Vergol-Morénas-La Charte (VMLC) and Reynier-Angles (RA) composite sections compared with Chiaserna Monte Acuto (Central Italy; Sprovieri et al., 2006). The composite sections were generated using the base of the 'Faisceau à Peregrinus' as datum plane. Interpreted 405 kyr, GRS detrended curve, and 405-kyr band-pass filtering curve, the bold lines, are from this study. $\delta^{13}\text{C}$ data are from Hennig et al. (1999), Gréselle et al. (2011) and Kujau et al. (2012) for the VMLC section and from Duchamp-Alphonse et al. (2007) for the RA composite section. Calcareous nannofossil biostratigraphic scheme is from Duchamp-Alphonse et al. (2007), Gardin (2008) and Gréselle et al. (2011). *R. ang. p.p.*: *Retecapsa angustiforata* p.p.; *C. oblongata*: *Calicalathina oblongata*; *Cr. cuvillieri*: *Cruciellipsa cuvillieri*; *R. wisei*: *Rucinolithus wisei*; *T. verenae*: *Tubodiscus verenae*; *N. bucheri*: *Nannoconus bucheri*; See Fig. 2 for ammonite zone and marker bed abbreviations.

requires these events to be coeval or for the P–E to occur slightly prior to the isotopic shift event. Following available data, the P–E activity started at 134.3 ± 0.8 Ma, culminated around 133 Ma and lasted until 131 Ma (Courtillot and Renne, 2003; Janasi et al., 2011). The P–E activity is not precisely constrained by a stratigraphic age. Alternatively, the WE is accurately dated by biostratigraphy but precise radio-isotopic ages are scarce for the Berriasian–Hauterivian interval (Gradstein et al., 2012). Various scenarios are tested to calibrate the onset of the WE on a numerical time scale (Fig. 7).

Using the age of the base of the Berriasian Stage provided by the GTS2012 and several durations of the Berriasian based on cyclostratigraphy, the estimated ages for the WE onset (from 140.2 Ma to 136.8 Ma) are systematically prior to the age of emplacement of the P–E activity (Fig. 7A to D). Currently, the GTS2012 provides an uncertainty of ± 0.8 Ma for the age of the base of the Berriasian. This uncertainty is based on the 144.6 ± 0.8 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the lowermost Berriasian provided by Mahoney et al. (2005) and is applied in this study to calculate the uncertainty for the age of the WE onset. Integrating the duration calculated in

this study with information provided in the recent GTS2012, the WE occurred most likely prior to the onset of the P–E activity (Fig. 7C and D).

A zircon-bearing tuff layer interbedded in Hauterivian marine sediments of the Neuquén Basin provided a 132.5 ± 1.3 Ma U–Pb SHRIMP age (Aguirre-Urreta et al., 2008a; Fig. 7E). Based on calcareous nannofossil and carbon-isotope stratigraphy (Aguirre-Urreta et al., 2005; Aguirre-Urreta et al., 2008b), this tuff is correlated to the end of WE at the base of the Upper Hauterivian (van de Schootbrugge et al., 2000; Sprovieri et al., 2006). The astrochronology of the Maiolica Formation for the Lower Hauterivian (Sprovieri et al., 2006) combined with the astrochronology for the Valanginian presented here provides an age of 136.8 ± 1.3 Ma for the onset of the WE, which is largely prior to the beginning of the P–E activity. Consequently, the tested scenarios (Fig. 7) suggest that the P–E activity could not be responsible for the $\delta^{13}\text{C}$ excursion observed at the onset of the WE.

Valanginian marine organic matter-rich horizons are uncommon in oceanic sediments. The $\delta^{13}\text{C}$ excursion (WE) was probably triggered by continental organic matter storage (Budyko et al., 1987;

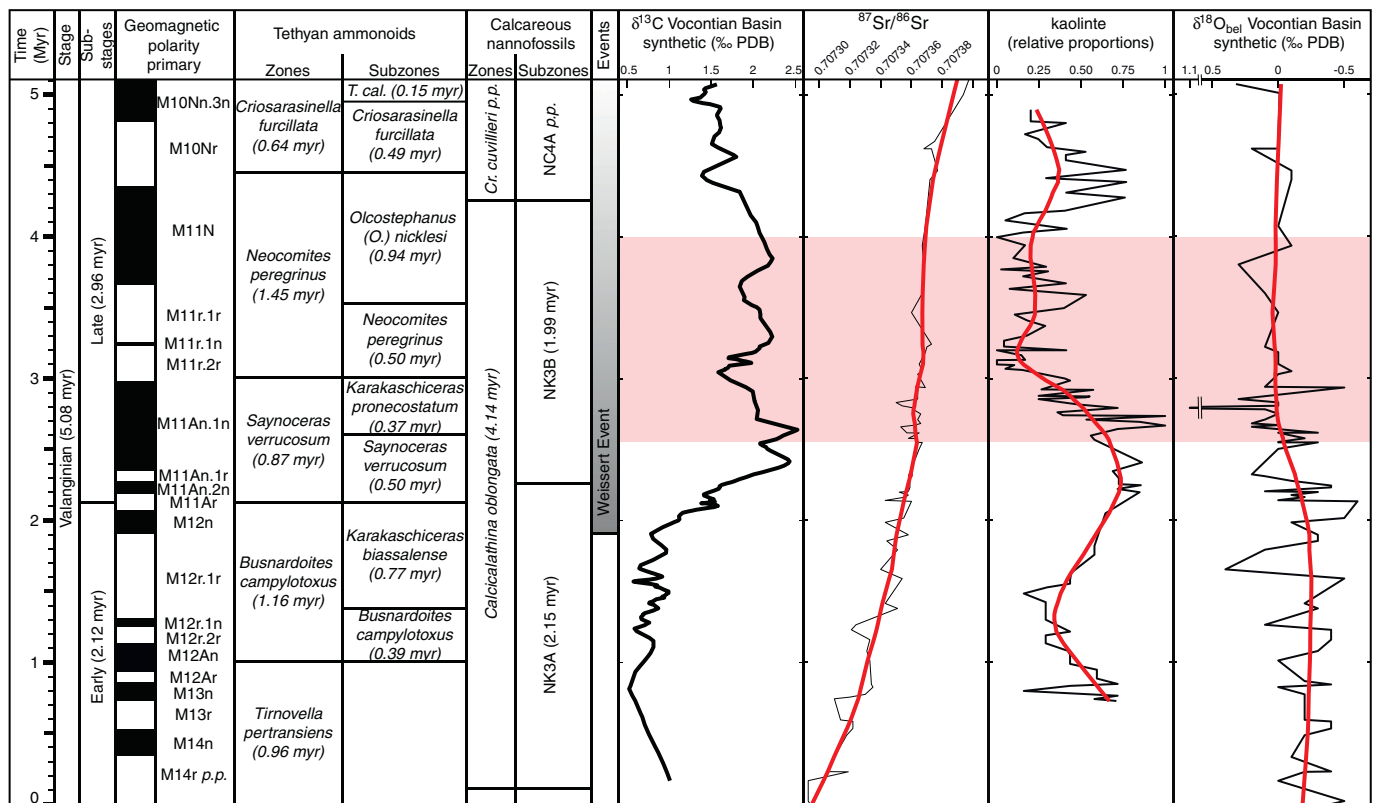


Fig. 6. Valanginian time scale and proposed durations for substages, magnetochrons, ammonite (sub)zones (Standard Ammonite Zonation; Reboulet et al., 2011), calcareous nannofossil (sub)zones and rising $\delta^{13}\text{C}$ Weissert, strontium isotope stratigraphy, clay minerals (Fesneau, 2008) oxygen isotopes (van de Schootbrugge et al., 2000; McArthur et al., 2007) in the Vocontian Basin. See Fig. 2 for abbreviations. $\delta^{13}\text{C}$ data are smoothed with clay minerals coming from the Montclus and Vergol sections. In each section, kaolinite proportion fluctuations were standardized between 0 and 1 to remove any local effect. The horizontal band represents the time-interval during which strontium isotope curve remains stable.

Gröcke et al., 2005) favoured during carbonate platform drowning (Westermann et al., 2010; Kujau et al., 2012).

6.2. Climate changes in the Upper Valanginian

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio gradually increased during the Valanginian (McArthur et al., 2007) but the curve is characterised by a plateau from *N. peregrinus* to *O. (O.) nicklesi* subzones (Fig. 6). At that time, kaolinite content decreased to the lowest values (Fesneau, 2008). In this stratigraphic interval, the occurrence of barite nodules suggests low sedimentation rates, consistent with the decreasing thickness of the 405-kyr sequences. The plateau of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio observed in the Upper Valanginian, coeval with decreasing sedimentation rates and kaolinite content, may well reflect lower runoff and detrital input in the *N. peregrinus* and *O. (O.) nicklesi* subzones (Fig. 6).

The WE was concomitant with a decrease in atmospheric $p\text{CO}_2$ as evidenced by the +2‰ change in $\Delta\delta_{\text{carb-plant}}$. Several lines of evidence indicate that the *S. verrucosum* to *C. furcillata* zones are characterised by a significant cooling. Belemnite $\delta^{18}\text{O}$ values from the Vocontian, Subbetic and Boreal realms increased during this interval together with decreasing values of Mg/Ca ratio (Podlaha et al., 1998; Price et al., 2000; McArthur et al., 2007; Fesneau, 2008). TEX_{86} data indicate stable equatorial sea-surface temperature from the Berriasian to the Barremian, while TEX_{86} from mid latitudes record lower temperatures in the upper Valanginian than in the mid-Valanginian or the lower Hauterivian (Littler et al., 2011). Migrations of ammonite, belemnite and nannofossil boreal taxa are commonly observed in Tethyan realms from the *S. verrucosum* to the *T. callidiscus* subzones (Thieuloy, 1973; Rawson, 1994; Reboulet, 1996; Melinte and Mutterlose, 2001; Janssen and

Clément, 2002). A *Tubiphytes*-rich interval in the Olioules section (Provence Platform; Bonin et al., 2012) and the decrease in species richness in Jura and Provence Platform (Walter, 1991), both correlated to *S. verrucosum*–*N. peregrinus* interval, were interpreted as the result of a cooling event in this interval.

This cooling may have led to the production of polar ice as evidenced by the occurrence of glendonites in the Svalbard Island (Valanginian palaeolatitude: 60°N; Stampfli and Borel, 2002) in the upper part of the Ramulicosta–Bidichotomus zone, which is correlated to the *K. pronecostatum*–*C. furcillata* interval (Price and Nunn, 2010). The concomitant increase in Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}_{\text{belemnite}}$ values has been interpreted as the result of the production of large amount of polar ice (McArthur et al., 2007). Mg/Ca values measured in deepwater organisms could also increase in case of increasing seawater $[\text{CO}_3^{2-}]$ (e.g., Cramer et al., 2011), leading to an overestimate of polar ice volume, while underestimating the cooling trend. Decreasing $\delta^{18}\text{O}$ values together with the presence of boreal taxa in Tethyan realms rather suggest a cooling trend until the *O. (O.) nicklesi*–*C. furcillata* subzones (Thieuloy, 1973; Reboulet, 1996; Price et al., 2000; Janssen and Clément, 2002; Fesneau, 2008). The prominent record of obliquity cycles from the V9 to the base of the V12 (*O. (O.) nicklesi*–*C. furcillata* subzones) is consistent with the observed cooling trend, which may have been significant enough to trigger limited production of polar ice.

7. Conclusions

High-resolution gamma ray measurements on marl–limestone alternations from two composite reference sections exhibit cyclic patterns that are imputed to Earth's orbital parameters. The pervasive

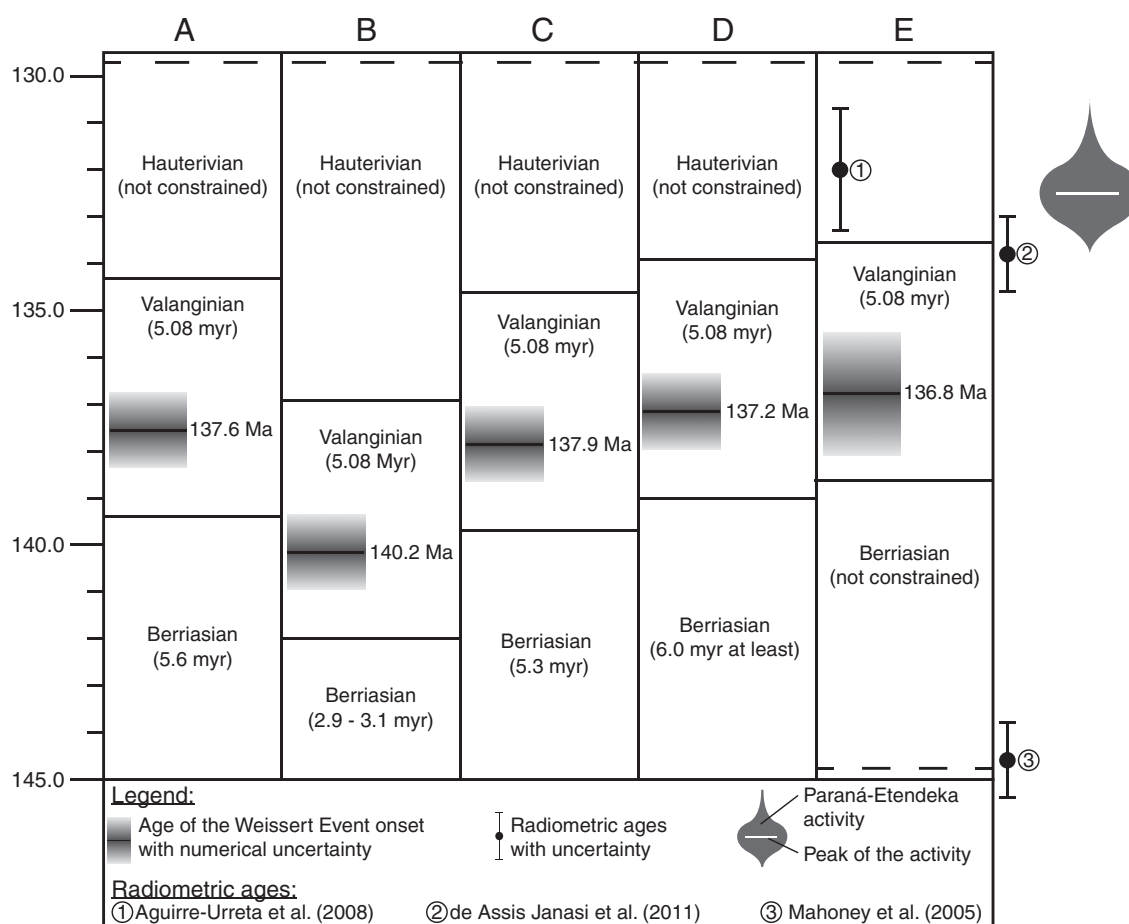


Fig. 7. Compilation of GTS2012, radio-isotopic and cyclostratigraphic data for the Berriasian, Valanginian and Hauterivian stages with comparison between ages for the Weissert Event and emplacement of the Paraná–Etendeka Trap. Duration of the Valanginian Stage and duration from the Weissert Event to Valanginian Stage boundaries are from this study. A) to D) The age of the base of the Berriasian is 145.0 ± 0.8 Ma, the uncertainty for the age of the Weissert event onset is ± 0.8 Ma, like the uncertainty on the age provided by Mahoney et al. (2005). A) Duration of the Berriasian is based on field cycle counting in the Vocontian Basin (Rio et al., 1989). B) Duration of the Berriasian is based on spectral analyses from CaCO_3 content in pelagic alternations from Southeastern Spain (Sprenger and Ten Kate, 1993). C) Duration of the Berriasian Stage is from the Pacific seafloor-spreading model (Gradstein et al., 2012). D) Duration of the Berriasian Stage is based on field cycle counting in the Jura and Helvetic platforms (Gréselle, 2007). E) U–Pb SHRIMP age is obtained in the Neuquén Basin (Aguirre-Urreta et al., 2008a) and correlated to the end of the Weissert excursion using calcareous nannofossil and carbon-isotope stratigraphy (Aguirre-Urreta et al., 2005; Aguirre-Urreta et al., 2008b). Duration from the end of the Weissert excursion to the top of the Valanginian Stage is based on orbital tuning (Sprovieri et al., 2006).

expression of the 405-kyr reference cycle allowed the duration of the Valanginian Stage to be assessed at 5.08 myr, which is in agreement with GTS2012 and the duration obtained by cyclostratigraphy in Central Italy. Compared to GTS2012, precise durations of standard ammonite and calcareous nannofossil zones and subzones are provided. By integrating biozones, carbon-isotope curves and magnetochrons, a new Valanginian time scale is proposed. Using the astrochronology provided for the Valanginian Stage, it is unlikely that the emplacement of the Paraná–Etendeka Large Igneous Province was responsible for the Weissert Event. Alternatively, following Gröcke et al. (2005), we suggest that the $\delta^{13}\text{C}$ event could have been caused by continental organic-carbon storage. This could have triggered a decline in the atmospheric $p\text{CO}_2$, leading to less continental runoff, with cooling and then transient glacial inception recorded in the *O. (O.) nicklesi* to *C. furcillata* subzones.

Acknowledgements

This study was supported by the French ANR Grant ASTS-CM (Astronomical Time Scale – Cenozoic/Mesozoic). The authors thank Carmela Chateau-Smith (Université de Bourgogne) for English proof-reading. Two anonymous referees are acknowledged for their constructive comments and suggestions.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.021>.

References

- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R., Ottone, E.G., 2005. Lower Cretaceous (Berriasian–Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schawarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina*. Geological Society Special Publication 252, 57–81 (London).
- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M., Litvak, V.D., 2008a. First U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 91–99.
- Aguirre-Urreta, M.B., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, R.M., Ogle, N., Rawson, P.F., 2008b. Southern hemisphere Early Cretaceous (Valanginian–Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 29, 87–99.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1994. Precession, eccentricity, obliquity, insolation and paleoclimates. In: Duplessy, J.-C., Spyridakis, M.-T. (Eds.), *Long-term Climatic Variations*. Springer-Verlag, Berlin.
- Blanc, E., 1996. Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien): chronostratigraphie et transferts des sédiments. : *Geologie Alpine, Mémoire H.S.*, 25. Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Bonin, A., Vennin, E., Pucéat, E., Guiraud, M., Arnaud-Vanneau, A., Adatte, T., Pittet, B., Mattioli, E., 2012. Community replacement of neritic carbonate organisms during the late Valanginian platform demise: a new record from the Provence Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365–366, 57–80.

- Boullila, S., Hinnov, L.A., Huret, E., Collin, P.-Y., Galbrun, B., Fortwengler, D., Marchand, D., Thierry, J., 2008. Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): consequences of revising the Late Jurassic time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 40–51.
- Boullila, S., Galbrun, B., Miller, K.G., Pekar, S.F., Browning, J.V., Laskar, J., Wright, J.D., 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences. *Earth-Science Reviews* 109, 94–112.
- Bréhéret, J.-G., Brumsack, H.-J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology* 130, 205–228.
- Budyko, M.I., Ronov, A.B., Yanshin, A.L., 1987. *History of the Earth's Atmosphere*. Springer-Verlag, Berlin.
- Busnardo, R., Thieuloy, J.-P., Moullade, M., 1979. Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France), 6. Éditions du C.N.R.S., Paris.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association* 74, 829–836.
- Cotillon, P., 1987. Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. *Marine Geology* 78, 109–123.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G., Rio, M., 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France, Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 22, 735–744.
- Courtillot, V.E., Renne, P.R., 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 113–140.
- Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca) with sea level history. *Journal of Geophysical Research* 116, C12023.
- Crucifix, M., Loutre, M.F., Berger, A., 2006. The climate response to the astronomical forcing. *Space Science Reviews* 125, 213–226.
- Deconinck, J.-F., 1987. Identification de l'origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux: le cas des alternances marne-calcaire du Crétacé inférieur subalpin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 139–145.
- Deconinck, J.-F., Debrabant, P., 1985. Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 26, 321–330.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris.
- 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, Orsay.
- 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.
- Erba, E., Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nitrification episodes, atmospheric CO_2 and anoxia. *Paleoceanography* 19, PA1008.
- Erba, E., Bartolini, A., Larson, R.L., 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology* 32, 149–152.
- Fesneau, C., 2008. Enregistrement des changements climatiques dans le domaine Téthysien au Valanginien. PhD Thesis, université de Bourgogne, Dijon.
- 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., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35, 230–257.
- 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.
- Gardin, S., 2008. Chapter 3. The nannofossil succession of La Chaze across the Valanginian–Hauterivian boundary. In: Mattioli, E. (Ed.), 12th Meeting of the International Nannoplankton Association (Lyon, September 7–10, 2008) – Guidebook for the post-congress fieldtrip in the Vocontian Basin, SE France (September 11–13, 2008). Notebooks on Geology, Brest, pp. 11–13.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics* 40, 1003.
- Giraud, F., 1995. Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l'étude du signal carbonaté des séries pélagiques alternantes: Application au Crétacé inférieur du Sud-Est de la France (Bassin Vocontien) de l'Atlantique Central (site 534 DSDP) et du Golfe du Mexique (site 535 DSDP), 137. Documents des laboratoires de géologie de Lyon, Lyon.
- Giraud, F., Beaufort, L., Cotillon, P., 1995. Periodicities of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontian Trough: a strong obliquity control. In: House, M.R., Gale, A.S. (Eds.), *Orbital Forcing Time Scales and Cyclostratigraphy*. Geological Society Special Publication 85, 143–164 (London).
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*, 2. Elsevier BV, Amsterdam.
- Gréselle, B., 2007. Impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien. PhD Thesis, Université Claude Bernard, Lyon.
- Gréselle, B., Pittet, B., 2010. Sea-level reconstructions from the Peri-vocontian Zone (South-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. *Sedimentology* 57, 1640–1684.
- Gréselle, B., Pittet, B., Mattioli, E., Joachimski, M., Barbarin, N., Riquier, L., Reboulet, S., Pucéat, E., 2011. The Valanginian isotope event: a complex suite of palaeoenvironmental perturbations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 306, 41–57.
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S.A., Baraboshkin, E.Y., Mutterlose, J., Ruffell, A.H., 2005. The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 495–509.
- Hennig, S., Weissert, H., Bulot, L., 1999. C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite and magnetostratigraphy: the Valanginian–Hauterivian transition. *Geologica Carpathica* 50, 91–96.
- Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., 2003. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199, 229–264.
- Hinnov, L.A., 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 419–475.
- Hinnov, L.A., Schulz, M., Yiou, P., 2002. Interhemispheric space-time attributes of the Dansgaard–Oeschger oscillations between 100 and 0 ka. *Quaternary Science Reviews* 21, 1213–1228.
- Hoedemaeker, P.J., 1998. Berriasian–Barremian sequences in the Río Argos succession near Caravaca (Southeast Spain) and their correlation with some sections in Southeast France. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publications*, 60, pp. 423–441 (Tulsa).
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., (reporters), et al. (16 co-authors), 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.
- Huang, Z., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., 1993. A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Paleoceanography* 8, 275–291.
- Janasi, V.A., de Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: a precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 147–153.
- Janssen, N.M.M., 2009. Mediterranean Neocomian belemnites, part 3: Valanginian–Hauterivian belemnites. Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2009/01, CG2009_M01.
- Janssen, N.M.M., Clément, A., 2002. Extinction and renewal patterns among Tethyan belemnites in the Verrucosum Subzone (Valanginian) of southeast France. *Cretaceous Research* 23, 509–522.
- Jouchoux, A., 1984. Minéralogie et géochimie des sédiments pélagiques alternants calcaire-marne du Crétacé inférieur du bassin vocontien (sud-est de la France) et du Site 535 du D.S.D.P. (sud-est du golfe du Mexique). PhD Thesis, Université Claude Bernard, Lyon.
- Kujau, A., Heimhofer, U., Ostertag-Hennig, C., Gréselle, B., Mutterlose, J., 2012. No evidence for anoxia during the Valanginian carbon isotope event – an organic-geochemical study from the Vocontian Basin, SE France. *Global and Planetary Change* 92–93, 92–104.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261–285.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., Manche, H., 2011. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 532, A89.
- Le Hégarat, G., 1971. Le Berriasien du Sud-Est de la France, 43. Documents des laboratoires de géologie de la faculté des sciences de Lyon, Lyon.
- Lever, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 1029–1038.
- Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J., Pancost, R.D., 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience* 4, 169–172.
- Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Tejada, M.L.G., Sager, W.W., Bralower, T.J., 2005. Jurassic–Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. *Geology* 33, 185–188.
- Mann, M.E., Lees, J.M., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change* 33, 409–445.
- Martinez, M., Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Monna, F., Riquier, L., Boullila, S., Moiroud, M., Company, C., 2012. An orbital floating time scale of the Hauterivian/Barremian GSSP from a magnetic susceptibility signal (Río Argos, Spain). *Cretaceous Research* 36, 106–115.
- Maurer, F., Hinnov, L.A., Schlager, W., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V., 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). In: d'Argenio, B. (Ed.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories* SEPM Special Publications 81, 83–99 (Tulsa).
- 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 , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248, 391–430.
- Melinte, M., Mutterlose, J., 2001. A Valanginian (Early Cretaceous) 'boreal nannoplankton excursion' in sections from Romania. *Marine Micropaleontology* 43, 1–25.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., 2004. Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 55–72.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., Hinnov, L.A., 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian–Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research* 71, 628–644.
- Moiroud, M., Martinez, M., Deconinck, J.-F., Monna, F., Pellenard, P., Riquier, L., Company, M., 2012. High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning: example of the Hauterivian–Barremian transition in the Betic Cordillera (SE Spain). *Sedimentary Geology* 282, 336–346.

- Munnecke, A., Westphal, H., Elrick, M., Reijmer, J.J.G., 2001. The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. *International Journal of Earth Sciences* 90, 795–812.
- Myers, K.J., Wignall, P.B., 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks – new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Environments: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, pp. 172–189.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Company, M., Tavera, J.M., 1988. Magnetostratigraphy across the Berriasian–Valanginian stage boundary (Early Cretaceous), at Cehegin (Murcia Province, southern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 87, 205–215.
- Podlaha, O.G., Mutterlose, J., Veizer, J., 1998. Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science* 298, 324–347.
- Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48, 183–210.
- Price, G.D., Nunn, E.V., 2010. Valanginian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse. *Geology* 38, 251–254.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalim, R.M., Mutterlose, J., 2000. Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian–mid-Hauterivian). *Journal of the Geological Society* 157, 335–343.
- Pucéat, E., Lécuyer, 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, 1029.
- Rampino, M.R., Prokoph, A., Adler, A., 2000. Tempo of the end-Permian event: high-resolution cyclostratigraphy at the Permian–Triassic boundary. *Geology* 28, 643–646.
- Rawson, P.F., 1994. Sea-level changes and their influence on ammonite biogeography in the European Early Cretaceous. In: Pallini, G. (Ed.), *Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*. Palaeopelagos Special Publication, 1, pp. 317–326 (Roma).
- 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, 137. Documents des laboratoires de géologie de Lyon, Lyon.
- Reboulet, S., Atrops, F., 1997. Quantitative variations in the Valanginian ammonite fauna of the Vocontian Basin (southeastern France) within limestone–marl cycles and within parasequence sets. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 135, 145–155.
- Reboulet, S., Atrops, F., 1999. Comments and proposals about the Valanginian–Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. *Eclogae Geologicae Helveticae* 92, 183–197.
- 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.
- Reboulet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A., (reporters), et al. (20 co-authors), 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research* 32, 786–793.
- Rio, M., Ferry, S., Cotillon, P., 1989. Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris – Série II* 309, 73–79.
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth's Climate: Past and Future*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Sprenger, A., Ten Kate, W.G., 1993. Orbital forcing of calcilutite–marl cycles in southeast Spain and an estimate for the duration of the Berriasian Stage. *Geological Society of America Bulletin* 105, 807–818.
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography* 21, PA4212.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17–33.
- Taner, M.T., 2000. *Attributes Revisited*, Technical Publication. Rock Solid Images, Inc., Houston, TX (URL: rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm).
- Thieuloy, J.P., 1973. The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province). In: Casey, R., Rawson, P.F. (Eds.), *The Boreal Lower Cretaceous*. Seel House Press, Liverpool, pp. 289–302 (Geological Journal special issue 5).
- 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.
- Walter, B., 1991. Changement de faunes de bryozoaires dans le Valanginien supérieur des Alpes-de-Haute-Provence. Parallélisme avec la crise observée dans le Jura à la même époque. *Cretaceous Research* 12, 597–606.
- Weedon, G.P., 2003. *Time-series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Weedon, G.P., Coe, A.L., Gallois, R.W., 2004. Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridge Clay (Late Jurassic), Southern England. *Journal of the Geological Society of London* 161, 655–666.
- 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.
- Westermann, S., Föllmi, K.B., Adatte, T., Matera, V., Schnyder, J., Fleitmann, D., Fiet, N., Ploch, I., Duchamp-Alphonse, S., 2010. The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 118–131.
- Wortmann, U.G., Weissert, H., 2000. Tying platform drowning to perturbations of the global carbon cycle with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -curve from the Valanginian of DSDP Site 416. *Terra Nova* 12, 289–294.

Perspectives

1. Le refroidissement observé dans le Valanginien Supérieur correspond-il à un événement global ?

Les données de $\delta^{18}\text{O}$ des bélemnites indiquent des valeurs plus fortes au Valanginien terminal dans le Bassin Vocontien (van de Schootbrugge et al., 2000 ; McArthur et al., 2007), dans le Domaine Subbétique (Fesneau, 2008) et dans le Domaine Boréal (Price et al., 2000). Par ailleurs les données de TEX_{86} montrent un refroidissement des eaux de surface en moyenne latitude dans le magnétochron M10Nn correspondant au Valanginien terminal (Littler et al., 2011). Des taxa boréaux sont présents dans le domaine téthysien jusqu'à la fin du Valanginien tandis que les taxa téthysiens sont beaucoup plus rares dans les domaines boréaux à la fin du Valanginien (Kemper et al., 1981 ; Reboulet & Atrops, 1999). La stabilisation du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (McArthur et al., 2007), la faible teneur en kaolinite (Fesneau, 2008 ; Duchamp-Alphonse et al., 2011) et la baisse du taux de sédimentation observée dans le Bassin Vocontien, concomitante avec les zones condensées observées dans de nombreux bassins nord-européens (Mutterlose & Bornemann, 2000) indiquent en outre un événement aride dans la deuxième moitié de la zone à *N. peregrinus* jusqu'à la zone à *C. furcillata*. La dominance de l'obliquité des cycles V9 à V12 entre les sous-zones à *C. furcillata* est en accord avec des variations cycliques du climat contrôlées par une dynamique polaire. Au final, la mise en place de calottes polaires est suggérée dans cet intervalle sur la base de la découverte de glendonite, de débris transportés par des glaces et d'intercalibrations entre $\delta^{18}\text{O}$ et Mg/Ca mesurés sur rostrum de bélemnites.

Ce refroidissement global avec mise en place de calottes polaires reste débattu. En particulier, la mise en place d'un courant d'*upwelling* depuis les domaines boréaux jusque vers les domaines téthysiens aurait très bien pu apporter des courants d'eaux froides (Morales et al., 2013). Par ailleurs, le $\delta^{18}\text{O}$ ne dépend pas nécessairement que de la température et du volume de calottes glaciaires, il peut aussi dépendre du pH des océans et des apports fluviaux, moins importants en période aride. Enfin, l'utilisation du rapport Mg/Ca uniquement en terme de température est controversée. Dans le Mésozoïque, le rapport Mg/Ca montre notamment de faibles corrélations avec le $\delta^{18}\text{O}$ pour les taxa de bélemnites d'eaux profondes (Bodin et al., 2009).

Pour vérifier l'hypothèse de la mise en place d'un courant d'*upwelling* dans le Bassin Vocontien au Valanginien, un diagramme Organic Carbon/Sedimentation Rate (OCSR ; Stein, 1990) a été construit à partir des données de TOC de Fesneau (2008) et des taux de sédimentation déduits de la calibration astronomique du Valanginien décrite dans la section précédente (Fig. 5.1). Les cycles de 405 ka déduits sur les coupes de Vergol, Morénas, La Charce, Angles et Reynier ont pu être repositionnés sur Montclus par corrélation des faisceaux repères. Les taux de sédimentation sont des taux moyens par cycle de 405 ka.

Quelques échantillons situés à la transition entre les sous-zones à *K. pronecostatum* et *N. peregrinus* contiennent un enrichissement significatif en matière organique, avec des valeurs de TOC allant de 0,7 à 1%. Sur le diagramme OCSR, ces échantillons pourraient correspondre à un environnement de type *upwelling* côtier (Fig. 5.1). Au final, seules les données de la transition entre les sous-zones à *K. pronecostatum* et à *N. peregrinus* ne sont pas incompatibles avec la mise en place d'un *upwelling* côtier.

Le rapport Mg/Ca atteint des valeurs minimales à la transition *K. pronecostatum/N. peregrinus*, indiquant, selon McArthur et al. (2007), un refroidissement maximal sur cet intervalle suivi d'un réchauffement qui se poursuit dans l'Hauterivien. Toutefois, les données de $\delta^{18}\text{O}$ sur rostrum de bélemnites, interprétées uniquement en termes de températures, indiquent des températures minimales à la fin du Valanginien (zone à *C. furcillata*) dans le Domaine Subbétique (Fesneau, 2008), le Bassin Vocontien (van de Schootbrugge et al., 2000), le Nord-Ouest de l'Europe (Price et al., 2000) et au Spitzberg (Price &

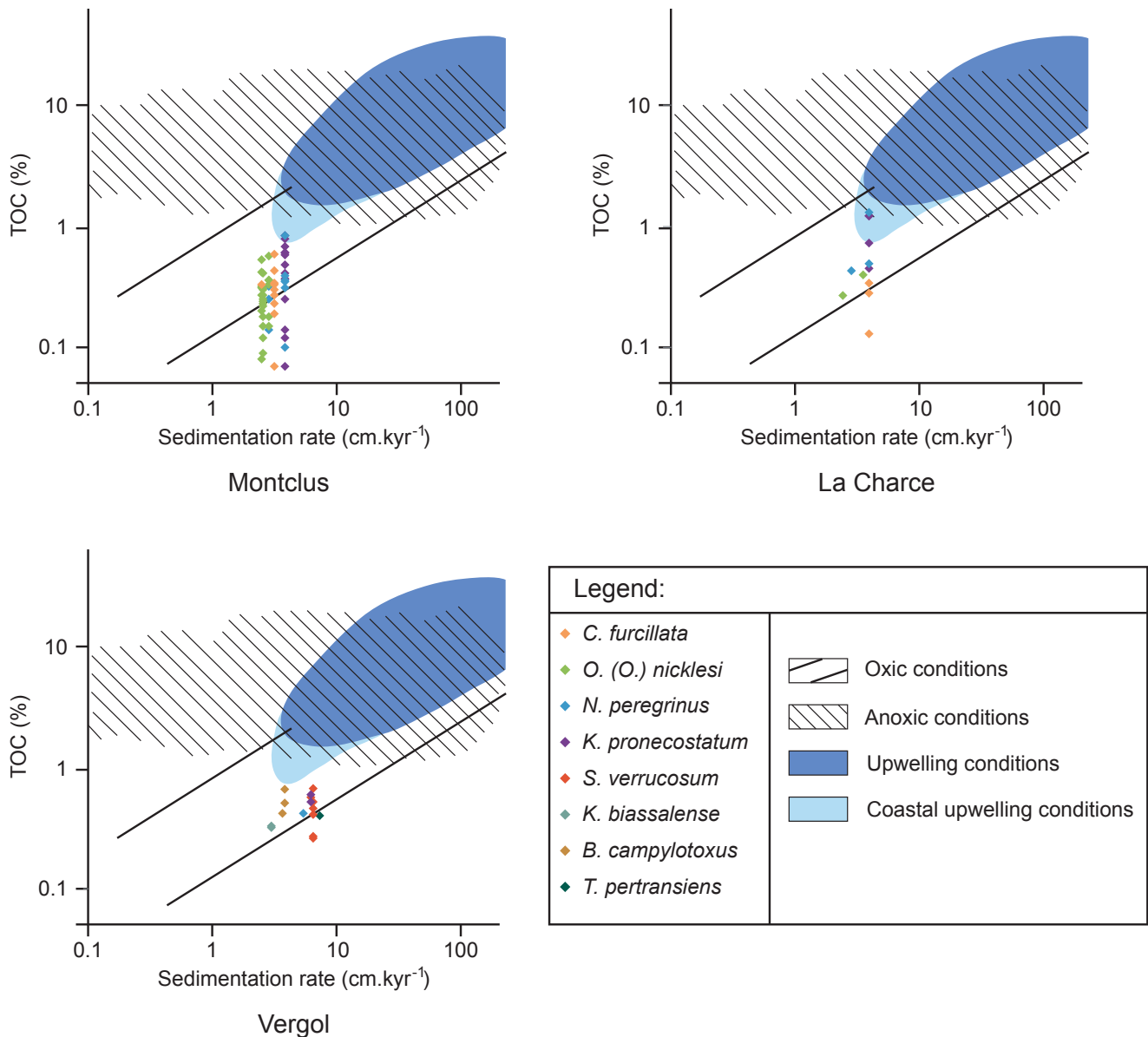


Fig. 5.1. Diagrammes OCSR réalisés à partir des données de TOC des coupes de Montclus, La Charce et Vergol (Fesneau, 2008) et des taux de sédimentation calculés à partir de l'identification des cycles de 405 ka.

Nunn, 2010). Ces dernières données sont en accord avec les températures d'eaux de surface en moyennes latitudes obtenues sur TEX₈₆ (Littler et al., 2011) et avec les observations paléontologiques, indiquant la persistance de faunes boréales dans le domaine téthysien jusque dans la zone à *C. furcillata* (Thieuloy, 1973 ; Reboulet, 1996).

Un tel désaccord entre les données de $\delta^{18}\text{O}$ et Mg/Ca peut avoir deux causes.

(i) Un climat plus aride, marqué par un lessivage et des apports détritiques moins importants, est identifié dans la partie supérieure du Valanginien par la faible teneur des sédiments en kaolinite (Fesneau, 2008), une stabilisation de la pente du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (McArthur et al., 2007), la forte réduction du taux de sédimentation voire l'absence de dépôts constaté sur de nombreux bassins pour cet intervalle de temps (Hoedemaeker & Herngreen, 2003 ; Gréselle & Pittet, 2010 ; Bonin et al., 2012 ; Martinez et al., 2013). Un climat plus aride conduirait à une diminution des apports fluviaux, entraînant une hausse du $\delta^{18}\text{O}$ marin.

(ii) La transition entre un climat de type greenhouse vers un climat de type icehouse pourrait expliquer cette contradiction entre $\delta^{18}\text{O}$ et Mg/Ca. De telles tendances divergentes entre les deux proxies sont ainsi observées dans les foraminifères d'eaux profondes en domaine intertropical à la transition

Éocène/Oligocène (Lear et al., 2004). L'intercalibration de ces deux proxies conduit à de faibles variations de températures alors que le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer fluctue énormément. Ce phénomène correspond à ce que McArthur et al. (2007) observent pour la transition Valanginien-Hauterivien. Un tel phénomène serait lié au stockage massif de CO_2 atmosphérique dans les océans lors d'une glaciation (Cramer et al., 2011), provoquant en retour une augmentation de la concentration en CO_3^{2-} (Lear et al., 2006). Le rapport Mg/Ca reflèterait donc ce cas de figure l'état d'alcalinité des eaux océaniques. Dans le Cénozoïque, le rapport Li/Ca mesuré sur foraminifères est utilisé avec le rapport Mg/Ca pour évaluer l'état de saturation des eaux océaniques en ions carbonates (Lear et al., 2010). L'application d'un tel proxy sur des rostrés de bélemnites pourrait permettre de mieux évaluer l'état de saturation en CO_3^{2-} des eaux océaniques au cours du Valanginien et de discriminer les variations d'alcalinité par rapport aux variations climatiques.

2. Un contrôle temporaire de la demi-précession sur les alternances marne/calcaire.

Le cycle V2, localisé dans la partie supérieure de la zone à *T. pertransiens* contient 40 alternances marnes-calcaires (Figure 3 dans Martinez et al., 2013), impliquant une durée moyenne de 10 ka pour chaque couplet. Une telle durée est proche de la durée du cycle de demi-précession (Berger et al., 2006). Dans les solutions d'insolation, la demi-précession est la mieux exprimée à l'Équateur. Elle est particulièrement bien exprimée lors de périodes de fortes excentricités (cf. chp. 4). La demi-précession peut être enregistrée dans des sédiments de basses et moyennes latitudes (Sun & Huang, 2006). Son expression résulte alors d'un transfert d'énergie depuis l'Équateur vers les plus hautes latitudes, probablement favorisée par des phénomènes de moussons (Short et al., 1991 ; Flögel et al., 2008 ; De Vleeschouwer et al., 2012). L'enregistrement des cycles de demi-précession serait favorisé dans une configuration avec un océan Équatorial et des masses continentales au Nord et au Sud de cet océan (Flögel et al., 2008). Une telle configuration correspond à la paléogéographie de la Téthys occidentale au Crétacé inférieur (Dercourt et al., 1993). Par ailleurs, la partie supérieure de la zone à *T. pertransiens* correspond à un maximum local de teneur en kaolinite dans les cortèges argileux (Busnardo et al., 1979 ; Duchamp-Alphonse et al., 2011 ; Morales et al., 2013), traduisant des conditions plus hydrolysantes sur cet intervalle. Ces conditions plus hydrolysantes reflètent probablement des conditions de moussons plus intenses (Barron, 1985 ; Park & Oglesby, 1994 ; Föllmi, 2012). Par ailleurs, la partie supérieure de la zone à *T. pertransiens* correspond à un maximum d'amplitude du cycle de 405 ka, modulé par le cycle de l'excentricité à 2,4 Ma (Figure 4 dans Martinez et al., 2013). Au final, l'intervalle correspondant au cycle V2 est caractérisé par une excentricité de forte amplitude et des conditions hydrolysantes, reflétant probablement un régime de moussons plus intense. Toutes ces conditions sont favorables à un meilleur enregistrement de la demi-précession dans l'intervalle V2, et donc à un contrôle de ce cycle sur les alternances marne/calcaire.

Résumé du chapitre 5

- Des mesures de gamma-ray sont effectuées avec un pas de 20 cm sur plusieurs coupes du Bassin Vocontien bien contraintes par les données biostratigraphiques et composées d'alternances hémipélagiques marne/calcaire imputées à un forçage orbital
- Les signaux de gamma-ray montrent un comportement cyclique conforme à la rythmicité lithologique. Le signal de gamma-ray montre des cyclicités tout au long des séries étudiées, y compris lorsque l'alternance marne/calcaire s'efface au profit d'une sédimentation plus argileuse au début du Valanginien supérieur. Les rapports de fréquences ont permis d'identifier l'ensemble des paramètres orbitaux décrits par les solutions astronomiques.
- En particulier, on observe un enregistrement permanent de l'excentricité à 405 ka, très bien corrélé sur les différentes coupes du bassin, ce qui permet d'estimer la durée du Valanginien et de ses subdivisions. La durée du Valanginien est ainsi évaluée à 5,08 Ma.
- Ce cadre temporel, combiné avec des âges radiométriques et d'autres estimations cyclostratigraphiques existant pour l'intervalle Berriasien-Hauterivien, donne un âge d'environ -137 Ma pour l'initiation de l'événement Weissert. La mise en place des trapps du Paraná-Etendeka étant datée de $-134 \text{ Ma} \pm 0,8 \text{ Ma}$, il paraît improbable que cet événement volcanique ait pu jouer un rôle dans l'initiation de l'excursion isotopique du carbone.
- Un stockage du carbone organique sur les continents, combiné au déclin des plates-formes carbonatées pourrait être à l'origine de cette excursion isotopique
- La stabilisation des valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est concomitant avec une diminution des teneurs en kaolinite et du taux de sédimentation dans le bassin. Elle pourrait être liée à un climat plus aride, beaucoup moins hydrolysant et marqué par de faibles apports détritiques.
- Les alternances marne/calcaire sont contrôlées par la précession et épisodiquement par la demi-précession et l'obliquité. La demi-précession peut être la mieux enregistrée lors de périodes d'excentricité de 405 ka de forte amplitude, tandis que l'obliquité est la mieux exprimée lorsque l'excentricité de 405 ka est de faible et peut-être lors de périodes froides. Un intervalle plus froid, supporté par des indices géochimiques, paléontologiques et sédimentaires, est ainsi supposé entre les sous-zones à *O. (O.) nicklesi* et *C. furcillata*. Ce refroidissement aurait pu conduire au développement de glaces polaires de faible extension.

Chapitre 6

-

Calibration astronomique de l'Hauterivien

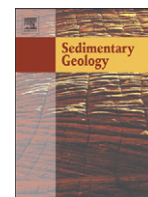
Chapitre 6 : Calibration astronomique de l'Hauterivien

Introduction

L'Hauterivien présente de fortes variations des durées estimées allant de 3,1 Ma (Gradstein et al., 2012) à 5,2 Ma (Huang et al., 1993). Un âge radiométrique provenant d'un niveau de bentonite dans le Bassin de Neuquén (Argentine ; Aguirre-Urreta et al., 2008a) a pu être positionné avec précision sur les coupes ouest-européennes par corrélation biostratigraphique et chimiostratigraphique. Un cadre biostratigraphique précis existe pour la majeure partie de l'Hauterivien (Thierstein, 1973 ; Bulot et al., 1992 ; Hoedemaeker & Leereveld, 1995 ; Hoedemaeker & Herngreen, 2003). Toutefois, la biozonation par ammonites de l'Hauterivien terminal est sujette à discussion (Vermeulen, 2002 ; Company et al., 2003 ; Reboulet et al., 2009).

L'Hauterivien terminal est marqué par le dépôt de niveaux de black shales étendus à l'échelle ouest-thésienne et atlantique associés à l'OAE Faraoni (Baudin, 2005). Les conditions paléoenvironnementales conduisant à cet événement ne sont pas encore élucidées et un cadre temporel plus précis pourrait permettre de mieux cerner les conditions paléoclimatiques se déroulant au cours de cet événement.

Au cours de ce travail, une étude cyclostratigraphique a été menée dans le Domaine Subbétique (coupe de Río Argos ; Sud-Est de l'Espagne). Peu d'études cyclostratigraphiques ont été menées sur la coupe de Río Argos. Pour le moment, les alternances marne/calcaire hémipélagiques de cette coupe ont été attribuées à un forçage orbital par analyse spectrale dans le Berriasien (Sprenger & Ten Kate, 1993) et par corrélation des séquences de 3^e ordre avec le Bassin Vocontien (Hoedemaeker, 1998). Dans un premier temps, nous nous attacherons à vérifier l'origine orbitale des alternances marnes-calcaires de Río Argos à la limite Hauterivien-Barrémien et à comprendre les conditions paléoenvironnementales conduisant à la mise en place de cette rythmicité par l'étude des cortèges argileux (Moiroud et al., 2012). Cette étude minéralogique nous permettra aussi de vérifier le potentiel de l'utilisation des minéraux argileux dans l'optique d'une calibration astronomique. Une calibration astronomique est ensuite proposée à partir de la susceptibilité magnétique (Martinez et al., 2012).



High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning: Example of the Hauterivian–Barremian transition in the Betic Cordillera (SE Spain)

Mathieu Moiroud ^{a,*}, Mathieu Martinez ^a, Jean-François Deconinck ^a, Fabrice Monna ^b, Pierre Pellenard ^a, Laurent Riquier ^{a,c}, Miguel Company ^d

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

^b UMR CNRS 5594 ARTéHIS, Université de Bourgogne, 6Bd Gabriel, 21000 Dijon, France

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

^d Departamento de Estratigrafía y paleontología, Facultad de Ciencias de Granada, 18002 Granada, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 February 2012

Received in revised form 14 August 2012

Accepted 5 October 2012

Available online 17 October 2012

Editor: G.J. Weltje

Keywords:

Clay minerals

Cyclostratigraphy

Hauterivian

Barremian

Palaeoclimate

Faraoni Oceanic Anoxic Event

ABSTRACT

The response of clay mineral assemblages to potential orbital forcing is tested in Mesozoic hemipelagic marl–limestone rhythmites of the Río Argos section (Betic Cordillera, Southeastern Spain). Along the section, marls are pervasively enriched in kaolinite and illite, whereas limestones are enriched in smectite-rich illite/smectite mixed-layers, suggesting that marl–limestone alternations are produced by cyclic high-frequency fluctuations of continental runoff. Spectral analyses show that clay mineral assemblages evolve accordingly to precession, obliquity and eccentricity cycles. Durations of ammonite zones are assessed at 535 kyr for the Late Hauterivian *Pseudothurmannia ohmi* Zone and at 645 kyr and for the Early Barremian *Taveraidiscus hugii* Zone. These durations are in agreement with other cyclostratigraphic estimates but significantly differ from the Geologic Time Scale 2004 and 2008. Clay minerals display enhanced amplitude of the eccentricity cycles during the Faraoni Oceanic Anoxic Event due to enhanced continental weathering conditions prevailing at that time. Sedimentary expression of the 405-kyr eccentricity is disturbed by palaeoclimate changes during the Faraoni OAE, challenging the hypothesis of Cretaceous OAE triggered by eccentricity cycles. Although palaeoceanographic events (e.g. Faraoni OAE) may induce disturbances in the clay mineral record, this study demonstrates the potential of these minerals to be used as a proxy for orbital calibration in Mesozoic times.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

During the last decades, cyclostratigraphy has offered higher temporal resolution to improve the Geological Time Scale (GTS). The method has been successfully applied for the Neogene and progressively used for older sedimentary series (Lourens et al., 2004). As orbital calibration of the Cenozoic reaches its final stage with the characterisation of the Paleocene (Hilgen et al., 2010), other studies start to focus on the Cretaceous and the Jurassic in order to extend the time-stratigraphic framework to the Mesozoic (Boulila et al., 2010a,b; Husson et al., 2011). Since radiometric ages are scarce in the Early Cretaceous, cyclostratigraphy has become a major tool to improve the time frame accuracy (Herbert, 1992; Grippo et al., 2004; Gale et al., 2011). Hauterivian and Barremian stage time frames are currently based on indirect methods such as magnetostratigraphy (Ogg and Smith, 2004) and strontium-isotope stratigraphy (McArthur et al., 2007). Consequently, duration estimates of the *Pseudothurmannia ohmi* Zone (latest Hauterivian) vary

from 1900 kyr (Gradstein et al., 2004) to 200 kyr (Ogg et al., 2008). Previous cyclostratigraphic studies provided duration estimates for the Hauterivian and Barremian stages but these studies were mostly based on precession cycle counting (Rio et al., 1989; Huang et al., 1993; Giraud, 1995; Fiet and Gorin, 2000). Recent developments in astrochronology recommend the use of the eccentricity cycles to estimate precise durations (Hinnov and Ogg, 2007). Hence, the use of time-series analyses performed on palaeoclimate proxies is required for a reliable identification of orbital cycles in the sedimentary record.

The development of astronomical solutions allowed period assessments of the Earth orbital cycles (Laskar et al., 2004). These cycles are widely used to establish durations, and to correlate and interpret sedimentary successions. Gravitational perturbations from the Sun, the Moon and other celestial bodies in the Solar System generate periodic movements of the Earth's axis, i.e. obliquity and precession, as well as orbital eccentricity (Milankovitch, 1941; Laskar et al., 2004). Due to chaotic interactions in the solar system, orbital periodicities change over geological time. Physical models postulate for a long, steady 405-kyr-eccentricity cycle (Laskar et al., 2004, 2011). This cycle is therefore preferred to provide accurate deposit durations (Meyers and Sageman, 2004; Huang et al., 2010; Voigt and Schönfeld, 2010).

* Corresponding author.

E-mail address: mathieu.moiroud@u-bourgogne.fr (M. Moiroud).

Orbital fluctuations are the main causes of modifications in the Earth's insolation, which are amplified through complex feedback mechanisms in the climate system (Berger and Loutre, 2004; Strasser et al., 2006). Detrital supplies and sedimentation style can therefore be astroclimatically driven (Cotillon et al., 1980; Deconinck and Chamley, 1983; Mutterlose and Ruffell, 1999).

Special interest has been given to marl–limestone alternations, which are nowadays thought to result from cyclic fluctuations of marine and/or continental environments, affecting biological productivity, as well as the amount and nature of detrital particles, diluting the carbonate fraction (Darmedru, 1984; Sprenger and Ten Kate, 1993; Cotillon and Giraud, 1995; Foucault and Mélières, 2000; Voigt and Schönfeld, 2010). As clay mineral formation and sedimentation partly depend on climate (Chamley, 1989), marl–limestone alternations should theoretically record astronomical periods. Some studies have previously discussed the relation between precession cycles and clay mineral variations, but the influences of obliquity and eccentricity have yet to be precisely quantified (Cotillon et al., 1980; Mutterlose and Ruffell, 1999; Vanderaveroet et al., 1999; Foucault and Mélières, 2000).

The aim of this paper is to assess the ability of clay minerals to record astroclimate forcing in marl–limestone alternations, and to evaluate their potential to serve as proxies for orbital tuning. High-resolution mineralogical studies were therefore performed on a rhythmically bedded, hemipelagic succession, leading to more precise ammonite zone durations at the Hauterivian–Barremian transition. In addition, clay mineralogy response to oceanographic perturbations, such as the Faraoni Oceanic Anoxic Event (F-OAE), is examined.

2. Geological setting

2.1. The Subbetic Domain and the Río Argos section

The Subbetic Domain is located in southeastern Spain in the Betic Cordillera. During the Hauterivian–Barremian transition, this domain was situated on the southern palaeomargin of the Iberian plate at low latitudes between 20° and 30°N (Masse et al., 1993). From the Late Jurassic to the Early Cretaceous, it was a passive margin, with thick hemipelagic post-rift sedimentation smoothing the submarine relief (Martín-Algarra et al., 1992; Barbero and López-Garrido, 2006; Fig. 1).

The Río Argos succession, located near Caravaca de la Cruz (Murcia Province), is the most complete, well-preserved outcrop of marl–limestone alternations for the Lower Cretaceous. Slightly bioturbated,

light grey to yellowish micritic calcareous beds alternate with darker marly interbeds (Hoedemaeker and Leereveld, 1995). Bed thickness fluctuates from one to several decimetres, while interbed thickness can occasionally reach one metre. There is no sedimentological evidence of hydrodynamic features, obvious sedimentary hiatuses in the section. Additionally, lime-mud export from Iberian carbonate ramps was likely limited, as any reworked shallow benthic fauna, sediments or turbidites were encountered. Alternations are mostly regarded as formed by fine particles of planktonic organisms, and clay minerals deposited by decantation in quiet, deep environments. In the Berriasian part of the section, marl–limestone alternations bundling have been attributed to orbital forcing (Sprenger and Ten Kate, 1993). This interpretation was extended to the Berriasian–Aptian throughout the Western Tethys (Hoedemaeker, 1998). Limestone beds contain nannofossils, including coccolithophorids and nannoconus tests. Macrofauna mainly consist in sparse belemnite guards and well-preserved ammonites, allowing detailed biostratigraphic zonation and accurate correlations of the sections (Company, 1987; Company et al., 1995, 2003; Hoedemaeker and Leereveld, 1995; Aguado et al., 2000). All these observations suggest a hemipelagic environment, with an estimated water depth of several hundreds of metres (Hoedemaeker and Leereveld, 1995).

The section studied, X.Ag-1 (Company et al., 2003), encompasses the *P. ohmi* and *Taveriaidiscus hugii* ammonite zones at the Hauterivian–Barremian transition. The Faraoni Oceanic Anoxic Event (F-OAE) is recorded in the lowermost part of the *P. ohmi* zone (Fig. 3). This section, as a candidate for the Hauterivian–Barremian boundary GSSP (Gradstein et al., 2004; Ogg et al., 2008), contains all the official ammonite subzones, with no identifiable slumps or turbidites to disturb the sedimentary record (Hoedemaeker and Leereveld, 1995; Company et al., 2003).

2.2. Climate during the Hauterivian–Barremian transition

The Cretaceous has often been described as a warm equable “greenhouse” period (Barron, 1983; Hallam, 1985). However, more recent studies have reported the occurrence of cooler events during the Early Cretaceous before the thermal maximum of the Late Cenomanian–Early Turonian, which was followed by a cooling trend until the Maastrichtian (Price, 1999; van de Schootbrugge et al., 2000; Pucéat et al., 2003; McArthur et al., 2007). The Upper Hauterivian sediments recorded the F-OAE in the whole Western Tethyan domain (Baudin, 2005; Bodin et al., 2009), which corresponds to a slight positive

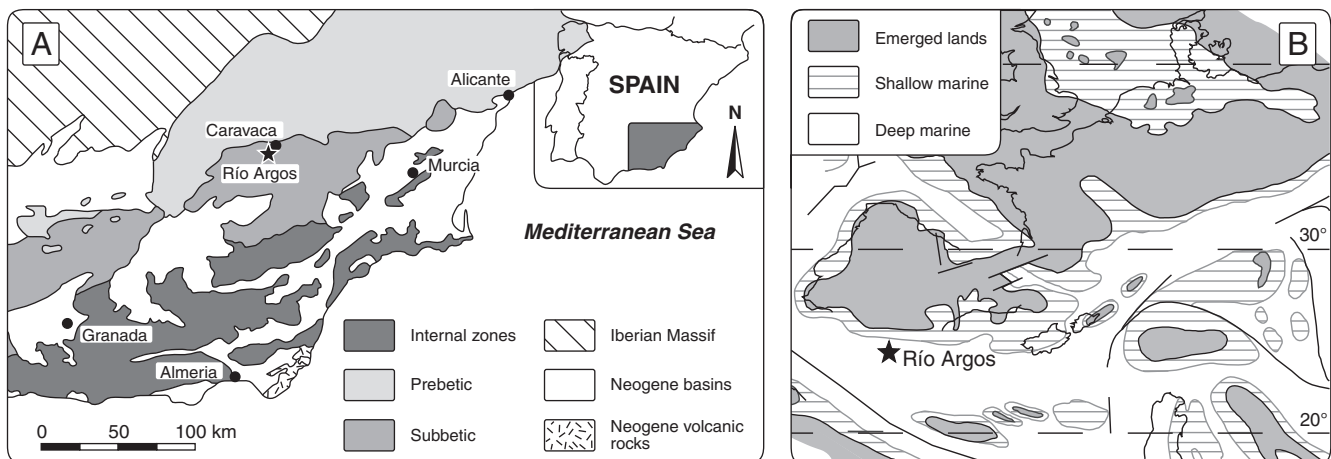


Fig. 1. (A) Simplified geological map of southeastern Spain showing the structural units of the Betic Cordillera, and location of the Río Argos section. (B) Palaeogeographic map of the Western Tethys for Hauterivian–Barremian times with location of the section. (Modified from Baudin, 2005).

excursion of $\delta^{13}\text{C}$, interpreted as enhanced storage of organic carbon in marine environments following higher runoff under warmer and more humid conditions (Baudin, 2005; Godet et al., 2006; Bodin et al., 2009). Previous cyclostratigraphic studies have estimated the duration of this brief episode to be ca. 150 kyr (Baudin et al., 2006; Martinez et al., 2012).

In the Western Tethyan domain, clay mineral data from Hauterivian and Barremian sediments are available for the Sierra de Fontcalet section (Prebetic Zone) located close to Alicante (Rasplus et al., 1987). Illite is the most common mineral, in higher proportion to I/S mixed-layers; chlorite is relatively abundant, while kaolinite remains lower than 5%. Interestingly, illite increases from the Hauterivian to the Barremian. Data are also available in sections from the Vocontian Basin (SE France), notably on the Angles section (Deconinck, 1992; Godet et al., 2008). Compared to the Late Hauterivian, the Early Barremian interval is characterised by more illite and the common occurrence of kaolinite, suggesting more humid conditions with increasing runoff. The concomitant rise of $\delta^{13}\text{C}$ values was tentatively explained as the result of increased dissolved inorganic carbon input to the ocean (Godet et al., 2006).

3. Methods

3.1. X-ray diffraction and calcimetry

A total of 202 rock specimens were sampled along the 40.9 m of the X.Ag-1 section with a ~20 cm interval. Each specimen was cleaned, crushed, cleared of altered parts and macrofossils and then finely powdered, using a metal ring grinder.

Clay minerals were identified by X-ray diffraction (XRD) on oriented mounts of non-calcareous clay-sized particles (<2 μm), following the analytical procedure of Moore and Reynolds (1997). After removing carbonate using 0.2 N HCl, deflocculation of clays was completed by repeated washing with distilled water. Particles finer than 2 μm were concentrated by centrifugation. Diffractograms were obtained using a Bruker D4 Endeavor diffractometer with $\text{CuK}\alpha$ radiations, LynxEye detector and Ni filter, under 40 kV voltage and 25 mA intensity. The first XRD run was performed after air-drying, the second after ethylene-glycol solvation, and the third after heating at 490 °C for 2 h. The goniometer scanned from 2.5° to 28.5° for each run. Clay minerals were

identified by the position of their main diffraction peaks on the three XRD runs, while semi-quantitative estimates were produced in relation to their area (Moore and Reynolds, 1997). Areas were determined on diffractograms of glycolated runs with MacDiff 4.2.5 software (Petschick, 2000). Beyond the evaluation of the clay minerals absolute proportions, the objective is to identify their relative fluctuations along the section. Peak area ratios were then considered for time-series analyses.

Calcimetry was performed on each powdered sample following the volumetric method employing a Bernard calcimeter (uncertainties below 5%; Lamas et al., 2005) to align CaCO_3 content with field observations and clay mineral assemblages.

3.2. Spectral analysis

Series were first resampled at 1 cm intervals using linear interpolation, and then detrended with a linear model (Weedon, 2003). Mineralogical data were transformed from stratigraphic to frequency domains using the Multi-Taper Method (MTM; Thomson, 1982, 1990) implemented in AnalySeries (Paillard et al., 1996). Three 2π tapers were used to ensure high frequency resolution while maintaining suitable confidence levels (2π -MTM). Peak significances were tested against a robust, first-order red-noise model – AR(1) – computed under the SSA-MTM Toolkit (Mann and Lees, 1996; Ghil et al., 2002).

3.3. Astrocycle identification and orbital calibration

Theoretical orbital periods for the Hauterivian are obtained from the astronomical solutions of Laskar et al. (2004). The classical frequency ratio comparison is used to link sedimentary to orbital frequencies (Huang et al., 1993; Boulila et al., 2008).

Due to the chaotic motion of the solar system and tidal dissipation effects, periods of precession and obliquity are not well constrained for geological times before ca. 40 Ma (Laskar et al., 2004). The long-term eccentricity (405 kyr) displays a stable period over Meso-Cenozoic times (Laskar et al., 2011); the series are therefore calibrated to this cycle for duration estimates (orbital tuning procedure). The short-term eccentricity (~100 kyr) is used if the long eccentricity is not identified on spectra. Gaussian band-pass filtering (AnalySeries) helps to identify eccentricity cycles. Eccentricity

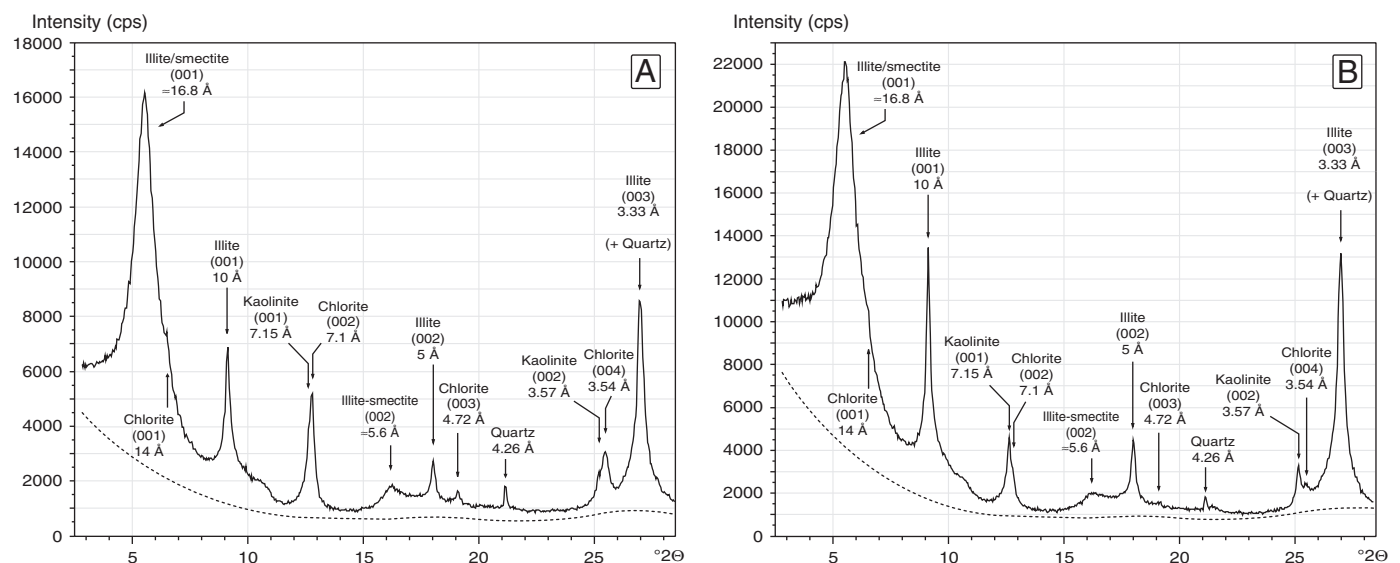


Fig. 2. Diffractograms of glycolated runs for (A) a limestone bed sample and (B) a marly interbed sample. Note the higher proportions of the (002) peak of kaolinite and (001) peak illite in marls (B) compared to limestone (A).

extrema are then used as tie-points to anchor the orbital tuning (LineAge function, AnalySeries), allowing estimates of durations.

4. Mineralogical results

Marl–limestone couplets are generally visible in the field because weathering tends to enhance lithological contrasts. Although average values of CaCO_3 are significantly lower in interbeds (58%) than in beds (76%), there is a fair amount of overlap in CaCO_3 content, which varies from 59% to 88% in beds and from 38% to 79% in interbeds (Fig. 4). As beds can be macroscopically compared to limestone and interbeds to marl in the field, despite fluctuating CaCO_3 contents, we use herein the terms “marl” and “limestone” in a descriptive sense (Munnecke et al., 2001). The clay mineral assemblages are relatively homogeneous and dominated by random I/S mixed-layers. The semi-quantification of these mixed-layers was complicated by the occurrence of quartz in the clay fraction, which prevents the common

use of the (003)/(005) peaks; measurements on the (001) peak gave a proportion between 72% and 93% of the clay fraction (Figs. 2 and 3). The “saddle/(001) peak intensity ratio” or “saddle index” (Inoue et al., 1989), developed with an error margin of 10–15%, indicates that smectite layer content above 50% along the section, corresponding to smectite-rich I/S mixed-layers (R0 I/S; Moore and Reynolds, 1997). The abundance of illite is comprised between 5 and 22%, while kaolinite and chlorite range from traces to 5%. Illite content increases at the expense of I/S from the Hauterivian to the Barremian (Fig. 3), as on the Sierra de Foncalent section (Prebetic zone) and the Angles section (Vocontian Basin, SE France). Kaolinite abundance displays three depletion/enrichment cycles at intervals along the section: 0–14 m, 14–28 m and 28–41 m in height (Fig. 3). The F-OAE is characterised by greater fluctuations in chlorite and kaolinite content.

Three clay mineral ratios were also considered: the (002) diffraction peak of kaolinite (3.57 Å) on the (004) peak of chlorite (3.54 Å),

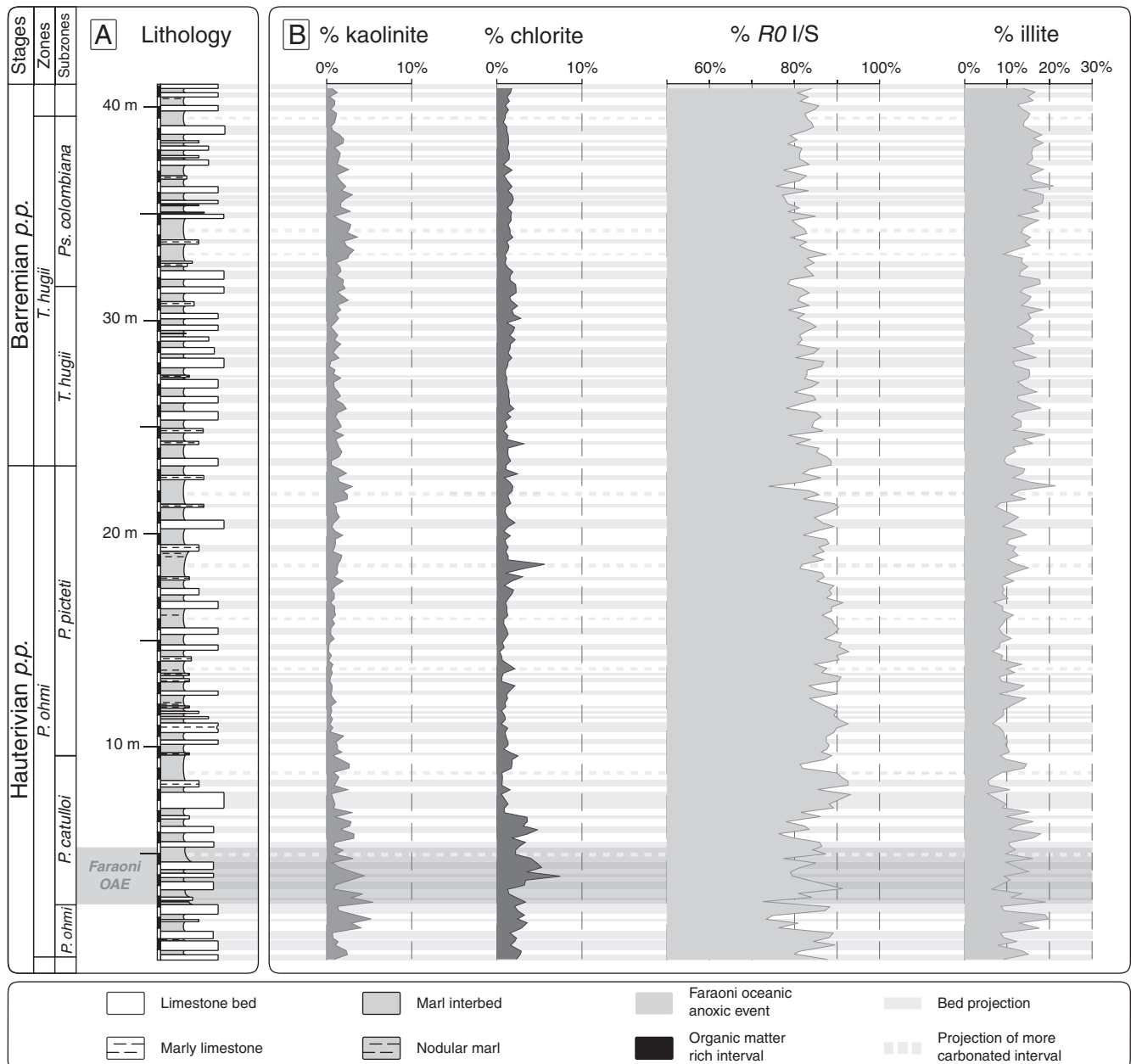


Fig. 3. Lithology and clay mineralogy of the XAg-1 section. Solid grey lines: limestone beds, dotted grey lines: non-indurated limestone bed inferred from the total carbonate content.

named K/C, the (002) peak of kaolinite on the (001) peak of illite (10 Å), named K/I, and the (002) peak of kaolinite on the (001) peak of *R0* I/S (~17 Å), named K/(I/S). The three large cyclic depletion/enrichment variations mentioned above are more visible using these ratios (Fig. 4). Short-term, high-amplitude variations in K/C, K/I and K/(I/S) ratios occur in the F-OAE interval (at a height of 2.5 to 5.5 m), while the carbonate content is not disturbed (Fig. 4).

Two non-parametric Wilcoxon signed-rank tests for paired samples were also computed for each clay mineral and clay mineral ratio, both for beds and underlying interbeds, and for beds and overlying interbeds. Marly interbeds are significantly enriched in kaolinite and illite, and present higher K/C, K/I and K/(I/S) ratios ($p < 10^{-6}$), while I/S abundances are notably higher in limestones ($p < 10^{-6}$). There is no significant difference in chlorite content between beds and interbeds ($p > 0.72$).

5. Cyclostratigraphic results

The 2π -MTM analyses performed on the four proxies reveal significant broadband, rather than sharp, peaks (Fig. 5). This noisy spectrum is

likely a consequence of sedimentation rate variations, which tend to broaden the peaks associated with a single frequency (Weedon, 2003).

Each clay mineral ratio displays a single, highly significant, broad peak (above the 99% confidence level), with maximum power for a period ranging from 16.7 to 10.4 m (Fig. 5A to C), while no significant peak is present at this position using carbonate content (Fig. 5D). The spectra of K/(I/S) and %CaCO₃ present two groups of peaks between 5 and 2 m, with differences between the proxies: significant peaks (above 95% confidence level) at 3.3 m for K/(I/S) (Fig. 5A), and at 3.7 and 2 m for %CaCO₃ (Fig. 5D). K/C and K/I ratios conversely show no significant peak in this band (Fig. 5B and C). A group of three peaks, at ca. 1.3, 1.0 and 0.7 m is identified for all proxies. The peak at 1.3 m is significant for K/(I/S) and %CaCO₃, the peak at 1.0 m is highly significant for all clay mineral ratios and significant for the %CaCO₃. The peak at 0.7 m is highly significant for %CaCO₃ and K/C, significant for K/(I/S) and non-significant for K/I. Between 0.6 and 0.5 m, all the spectra display two or three significant peaks.

An optimal solution appears by comparing the measured sedimentary period ratios to the theoretical Hauterivian period ratios. The peaks between 2 and 5 m are attributed to the short eccentricity

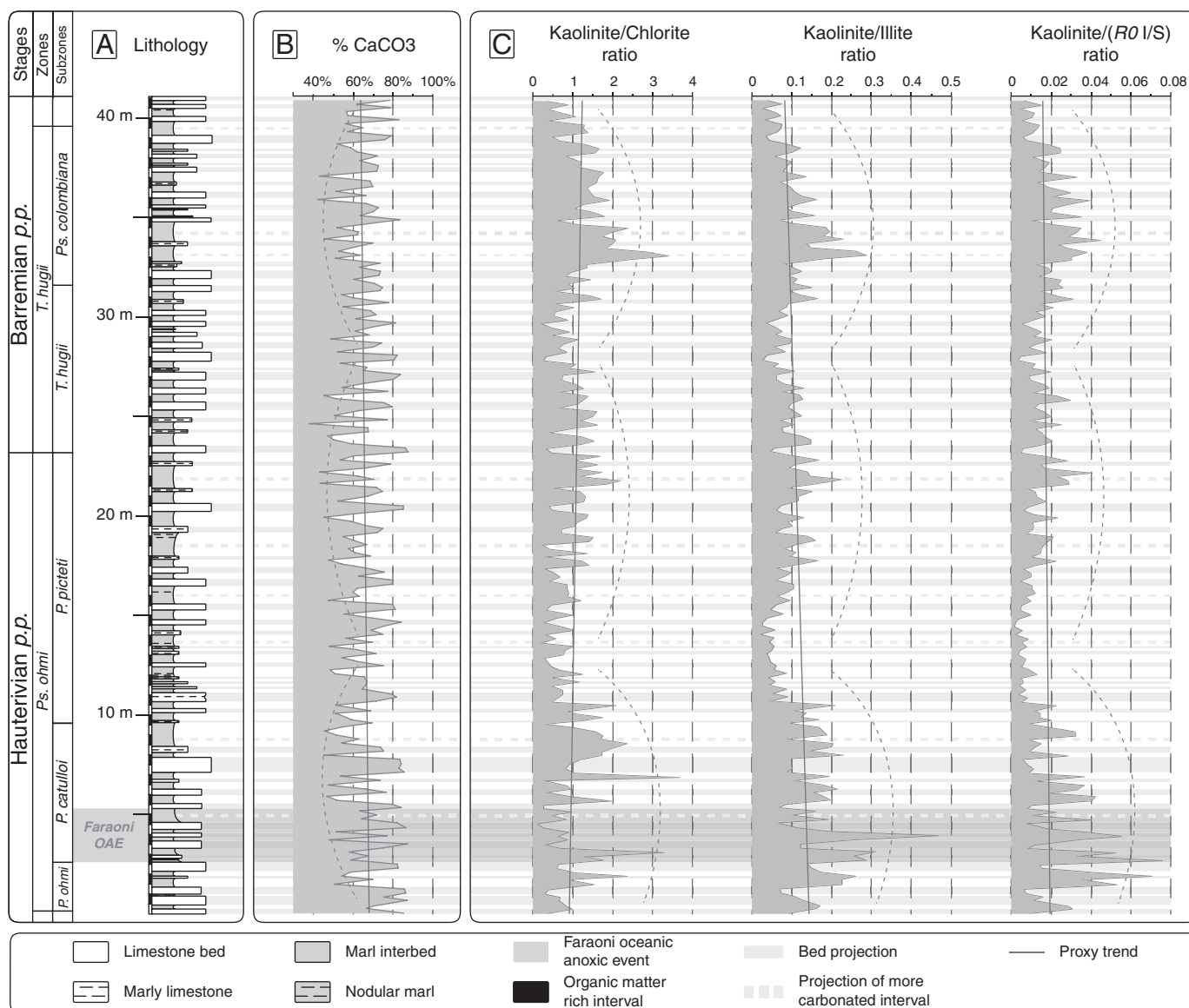


Fig. 4. Total carbonate content and variations of the clay mineral ratios used as climate proxies with their respective trends. The dotted lines highlight the cycles of increasing/decreasing values for the ratios.

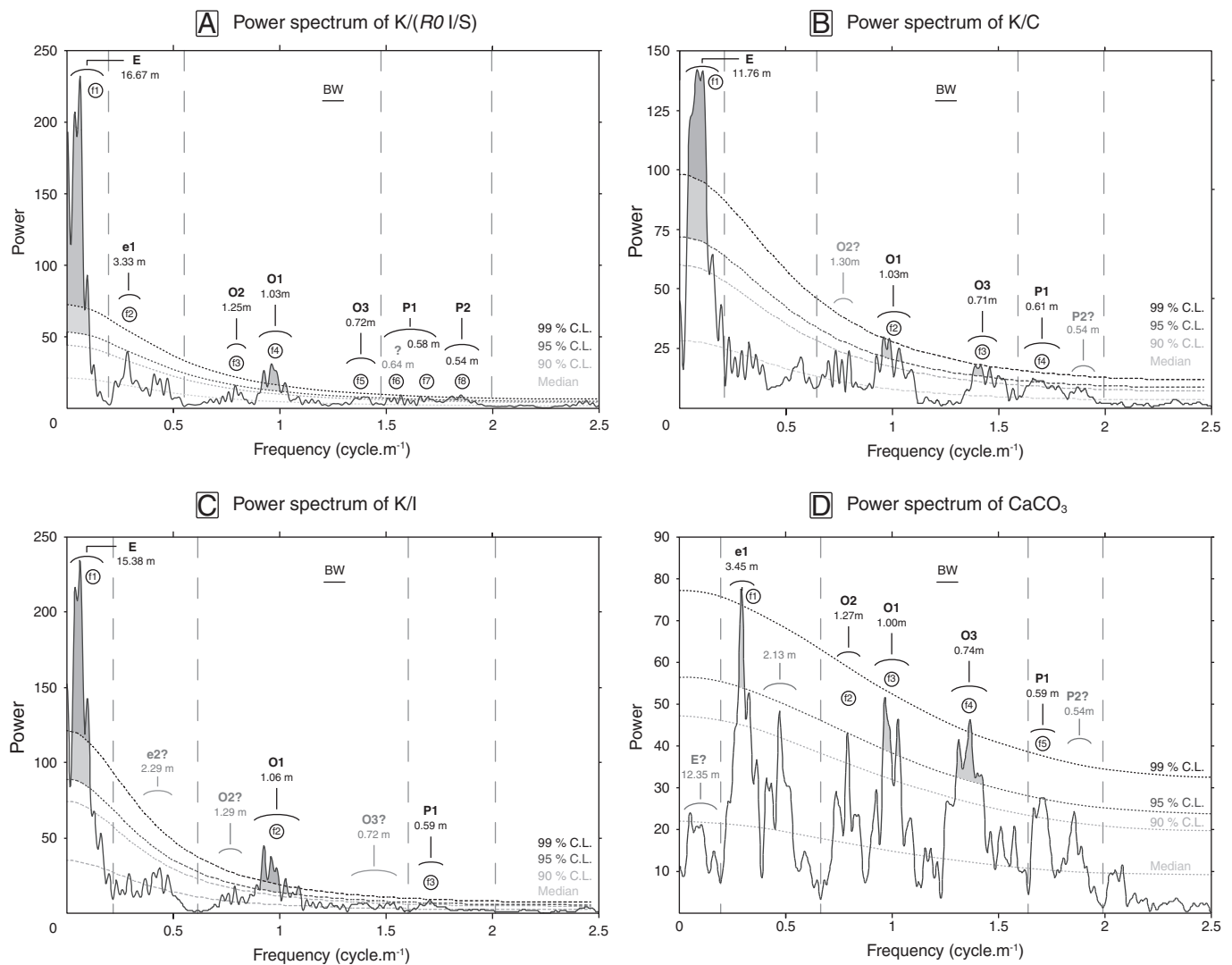


Fig. 5. 2π-MTM power spectra of (A) kaolinite/(R0 I/S) ratio, (B) kaolinite/chlorite ratio, (C) kaolinite/ilite ratio and (D) carbonate calcium content. Median represents the red noise modelling smoothed at one-fifth of the Nyquist frequency. 90%, 95% and 99% confidence levels are also shown. The peaks up to 90% C.L. are used for the identification of the orbital cycles provided by the period ratios. Results are detailed for K/(R0 I/S) in Table 1. Vertical dashed lines in the spectra separate 405 kyr-eccentricity, 100-kyr eccentricity, obliquity and precession bands. BW: bandwidth.

components (e1 and e2), the group of three peaks from 0.6 to 1.3 m corresponds to the three components of the obliquity (O2, O1 and O3), and the peaks between 0.5 and 0.6 m result from the components of the precession, P1 and P2. Concerning the first broad, highly significant peak, ratio suggests the long eccentricity E, though the period is rather elevated for K/(I/S), leading to high sedimentary period ratios compared to the theoretical period ratios of E (Table 2). In the same section, similar periods were obtained using sediment magnetic susceptibility, with a better expression of the short eccentricity (Martinez et al., 2012).

The frequency bands of each proxy were isolated using Gaussian filters. For clay mineral ratios, three bands are tested for the eccentricity and one for the long precession (P1) cycle. Details are given for K/(I/S) in Fig. 6. The first band encompasses the short and long eccentricity, the second, only the short eccentricity, the third, only the long eccentricity (Fig. 7D), and the fourth, the long precession cycle (Fig. 7C). The filterings of the frequency band attributed to the short eccentricity and to P1 cycle display an amplitude modulation linked to the long eccentricity, as in astronomical solutions (Laskar et al., 2004; Fig. 7C and D). This supports our previous identifications of the eccentricity cycles on the sedimentary spectra. Three long eccentricity cycles (405 kyr) are identified throughout the series

(Fig. 7D). On %CaCO₃, only the short eccentricity band was filtered due to the non-significance of the long eccentricity peak for this proxy (Fig. 5D). Thirteen short eccentricity cycles (100 kyr) are identified throughout the series for all the proxies.

Duration estimates are based on the filtering of the eccentricity from the different proxies. The assessed duration of the section is comprised from 1143 to 1229 kyr depending on the proxy selected, with an average of 1180 kyr, and an error margin estimated as 86 kyr, which corresponds to the greatest difference between the extreme values. This duration strongly differs from the 2250 kyr proposed in the GTS 2004 (Gradstein et al., 2004) and from the 550 kyr re-evaluated in the GTS 2008 (Ogg et al., 2008). The durations of the ammonite zones range from 570 to 702 kyr (average = 645 ± 28 kyr S.E.M.) for *P. ohmi* Zone and from 456 to 573 kyr (average = 535 ± 27 kyr S.E.M.) for *T. hugii* Zone (Table 2).

6. Discussion

6.1. Diagenetic influences

Smectite minerals are notoriously sensitive to temperature rise with burial depth, and completely disappear beyond 200 °C, after an exponential rate of illitisation between 120 °C and 150 °C (Nadeau

Table 1

(A) Comparison of period ratios from the power spectra of K/(R0 I/S), and (B) theoretical Hauterivian orbital period ratios. Periods for which there is no correspondence with sedimentary periods are in grey. (C) Identification of the orbital cycles. Periods for which there is no correspondence with orbital periods are in grey.

A) Sedimentary period ratios of K/IS								
Periods	f1	f2	f3	f4	f5	f6	f7	f8
f1	1.000							
f2	0.200	1.000						
f3	0.075	0.375	1.000					
f4	0.062	0.309	0.825	1.000				
f5	0.043	0.217	0.580	0.703	1.000			
f6	0.038	0.191	0.510	0.618	0.879	1.000		
f7	0.035	0.175	0.468	0.567	0.807	0.918	1.000	
f8	0.032	0.162	0.432	0.524	0.746	0.849	0.924	1.000
B) Hauterivian orbital period ratios								
Paramet	E	e1	e2	O2	O1	O3	P1	P1
E	1.000							
e1	0.306	1.000						
e2	0.235	0.766	1.000					
O2	0.114	0.372	0.485	1.000				
O1	0.090	0.294	0.384	0.792	1.000			
O3	0.066	0.217	0.283	0.584	0.737	1.000		
P1	0.054	0.175	0.228	0.471	0.595	0.807	1.000	
P2	0.045	0.146	0.191	0.393	0.496	0.673	0.834	1.000
C) Orbital cycle identification								
Parameters (kyr)	Periods (m)							
E (405)	f1 (16.67)							
e1 (124)	f2 (3.33)							
O2 (46.1)	f3 (1.25)							
O1 (36.5)	f4 (1.03)							
O3 (26.9)	f5 (0.72)							
P1? (21.7)	f6 (0.64)							
P1 (21.7)	f7 (0.58)							
P2 (18.1)	f8 (0.54)							

Table 2

Synthesis of the ammonite biozone durations proposed in this study, compared with the GTS2004 and GTS2008, and other cyclostratigraphic works.

Zone	Subzone	Height (m)	This study					Gradstein et al. (2004)	Ogg et al. (2008)	Fiet and Gorin (2000)	Bodin et al. (2006)	Sprovieri et al. (2006)	Martinez et al. (2012)
			%CaCO ₃ (kyr)	K/C (kyr)	K/I (kyr)	K/(I/S) (kyr)	Average duration with standard error (kyr)						
<i>P. ohmi</i>	<i>P. ohmi</i>	0–2.6	72	73	69	61	69 ± 3	650					
	<i>P. catulloi</i>	2.6–9.6	203	202	191	169	191 ± 8	600					
	<i>P. picteti</i>	9.6–23.2	427	395	377	340	385 ± 18	650					
	Total		702	670	637	570	645 ± 28	1900	200	Not zoned	500	Not zoned	780
<i>T. hugii</i>	<i>T. hugii</i>	23.2–31.6	213	283	269	278	261 ± 32						
	<i>Ps. colombiana</i>	31.6–39.6	243	276	283	295	274 ± 11						
	Total		456	559	552	573	535 ± 27	350	350	300	500	ca. 600	570
	Total		1158	1229	1189	1143	1180 ± 19	2250	550	No data	1000		1350

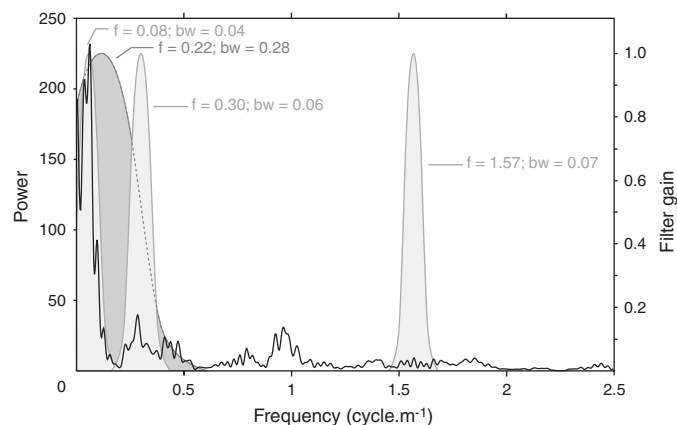


Fig. 6. Filtering of the power spectrum of K/(I/S), for the frequencies of the total eccentricity band (E + e1), the short eccentricity (e1), the long eccentricity (E), and the long precession (P1). The use of Gaussian filters (with “f” the mean frequency and “bw” the bandwidth) allows a progressive gain on the selected frequency band.

and Bain, 1986; Kübler and Jaboyedoff, 2000; Lanson et al., 2009; Šrodoň et al., 2009). The abundance of smectite sheets in R0 I/S mixed layers (>50% of smectite sheets), which dominate the clay assemblages, indicate a weak burial diagenesis (Fig. 3). In addition, several elements show that diagenetic influence was very limited:

- The clay fraction in the limestone beds contains no chlorite-smectite mixed-layers or iron-rich chlorite, whose presence in coeval marl–limestone alternations from the Vocontian Basin indicates a diagenetic influence (Deconinck and Debrabant, 1985; Deconinck, 1987).
- Basal reflections of kaolinite on diffractograms display broad peaks, implying disordered crystal structure, and thus a dominant detrital origin.
- Organic matter from black shales of the Faraoni event is immature, with a $T_{\max}$ of 420 °C compatible with the presence of R0 I/S (Dellisanti et al., 2010).

It is therefore reasonable to state that diagenetic effects on clay minerals are very limited in the section.

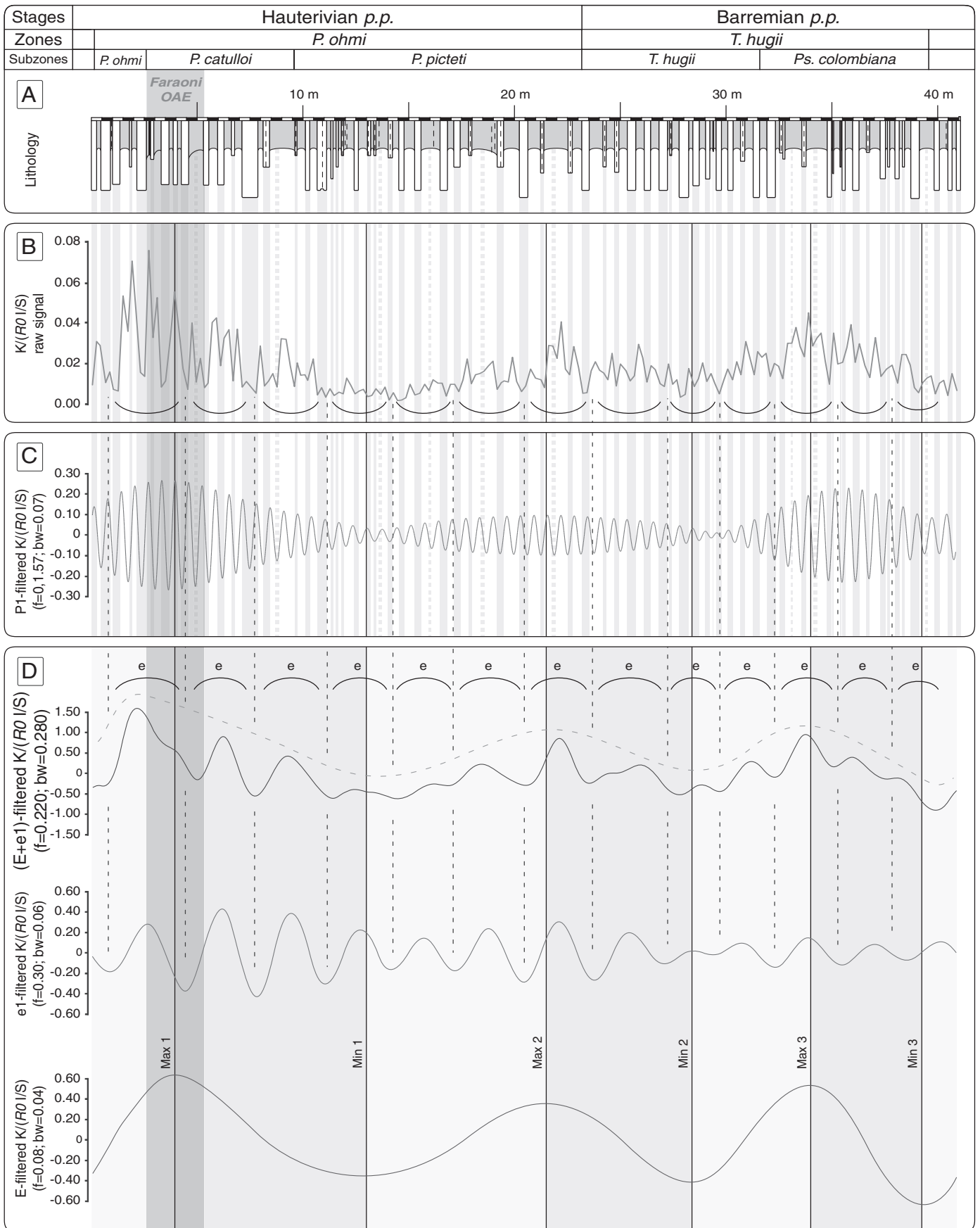


Fig. 7. Orbital calibration of $K/(I/S)$. (A) Lithology of the X.Ag-1 section. (B) Variations of $K/(R0 I/S)$ raw signal. (C) P1-filtered signal, displaying the relation between one bed-interbed couplet and one cycle of the precession. (D) Filtering of $K/(I/S)$ using the whole eccentricity band ($E+e1$), the short eccentricity band ($e1$ component) and the long eccentricity band (E).

Chlorite and illite are thought to be primary inherited minerals from the erosion of metamorphosed basement rocks from the adjacent Iberian massif, located north of the studied area (Fig. 1), and subsequently exported to the basins of the Subbetic Zone (Martín-Algarra et al., 1992; Barbero and López-Garrido, 2006), whereas kaolinite and I/S are probably reworked from palaeoalteration or contemporaneous soils. Consequently the clay assemblages in the Río Argos section are considered as dominantly composed of detrital minerals, whose composition is driven by climate and runoff variations on land.

Possible diagenetic artifacts can generate, or at least disturb, marl–limestone alternations, in which case, clay mineral assemblages display no variations in phase with lithological alternations (Westphal et al., 2010). In our study, systematic variations in primary clay mineral assemblages, in agreement with lithological changes, validate a genuine distribution of calcium carbonate in the Río Argos section, supporting a very limited diagenetic influence. The CaCO₃ content therefore results from biological productivity diluted by detrital supplies, largely dependent on climate conditions. The CaCO₃ content and the clay mineral ratios are therefore reliable palaeoclimate proxies in this section.

6.2. High-frequency clay mineralogical variations and orbital forcing

Clay minerals display a rhythmic response linked to the alternating lithology, with limestone beds systematically enriched in I/S mixed-layers, whereas marl interbeds are enriched in kaolinite and illite. The presence of kaolinite and illite in the clay mineral assemblages is interpreted as the result of high runoff under humid tropical conditions, whereas I/S mixed-layers were formed under seasonally contrasted semi-arid conditions (Deconinck and Chamley, 1983; Mutterlose and Ruffell, 1999). These distinct assemblages suggest a climate control on lithological alternations evolving from semi-arid conditions recorded in limestone beds, to tropical humid conditions recorded in marly interbeds.

The detection of orbital parameter characteristics in clay mineral ratios suggests an orbital control on clay mineral assemblages through the modification of climate conditions, mainly humidity. Spectral analyses of clay minerals show a significant band ranging from 0.6 to 0.7 m linked to the precession, also perceived in the %CaCO₃ spectrum. This feature suggests a fundamental control of the precession on the marl–limestone alternations of the Río Argos section, recorded in the clay mineral assemblages. As showed in Fig. 7C, the P1-filtering of the K/(I/S) signal displays very close co-variations with marl–limestone couplets, and an amplitude modulation by the long precession oscillations as predicted by astronomical models (Laskar et al., 2004). Conversely to other views (Thiry, 2000), this example shows that clay minerals deposited in marine environments may record high-frequency climate fluctuations.

6.3. Comparisons with other duration estimates

Previous cyclostratigraphic duration estimates were based on cycle counting in the Vocontian Basin (Southeastern France; Huang et al., 1993; Giraud, 1995; Bodin et al., 2006) and in the Umbria–Marche Basin (Central Italy; Fiet and Gorin, 2000). An orbital calibration of the Maiolica Formation (Umbria–Marche Basin) based on the $\delta^{13}\text{C}$ is also provided by Sprovieri et al. (2006), despite large uncertainties of ammonite biozonation.

Based on the digitalised lithology processed for time-series analysis, Huang et al. (1993) identified the obliquity as the main driver of Hauterivian marl–limestone alternations in the Vocontian Basin. Giraud (1995) analysed a calcium carbonate curve digitalised accordingly to the lithology and suggested that the precession cycle was the main driver of marl–limestone alternations. Based on high-resolution calcium carbonate content measurements, Barremian marl–limestone alternations of Central Italy were attributed to precession cycles (Fiet and Gorin, 2000). Following the conclusions of Giraud (1995) and Fiet

and Gorin (2000), cycle counting provided duration estimates of 500 kyr for each ammonite *P. ohmi* and *T. hugii* zones (Bodin et al., 2006). Compared to our assessments, these results are slightly lower for the *P. ohmi* Zone and in good agreement for the *T. hugii* Zone (Table 2). In Central Italy cycle counting provided an estimated duration of 300 kyr for the *T. hugii* Zone while this time interval was assessed at ca. 600 kyr by applying an orbital calibration on the $\delta^{13}\text{C}$ curve obtained for the Maiolica Formation (Sprovieri et al., 2006). This latter estimate is consistent with our assessment. No duration estimate can be deduced for the *P. ohmi* Zone since the boundaries are not established in this basin. Using the identification of the 100-kyr eccentricity on magnetic susceptibility in the Río Argos section, close estimated durations of 780 kyr for the *P. ohmi* Zone and 540 kyr for the *T. hugii* Zone have been recently proposed (Martinez et al., 2012). Durations of ammonite zones estimated in this study are in the same range as most reliable cyclostratigraphic studies performed in several basins of the Western Tethys, strengthening the reliability of our tuning. Our assessments differ from the GTS2004 and GTS2008, which are based on constant spreading rate of the Hawaiian seafloor and on fairly linear trend of Sr-isotope ratios curve for the Hauterivian (Ogg and Smith, 2004; McArthur et al., 2007).

6.4. Influence of the Faraoni event on orbital cycle records in the sediments

A short duration of the F-OAE is deduced from the orbital calibration since it encompasses approximately one oscillation of the short eccentricity (~100 kyr; Fig. 7D). This short-lived event is in good agreement with previous cyclostratigraphic results (Baudin, 2005), and coincides with disturbances in the clay mineral assemblages. Highest values of kaolinite and chlorite observed during the F-OAE (Fig. 3) likely result from the accelerated hydrological cycle, increasing nutrient supply and organic carbon storage in the sediments (Baudin, 2005; Godet et al., 2006; Bodin et al., 2009). This event is also expressed in the K/(I/S) fluctuations (Fig. 7B), which shows the highest values inducing disturbances in the eccentricity record. The consequence is an asymmetric shape of the first 405-kyr cycle observed in the series (Fig. 7D). The change in the sedimentary expression of orbital cycles induced by palaeoceanographic events challenges the hypothesis of OAE triggered by long-term orbital cycles (Mitchell et al., 2008).

7. Conclusions

This study reveals that clay minerals are reliable proxies to record high-frequency climate fluctuations triggered by orbital forcing at several scales, including precession, obliquity, and eccentricity:

- (i) Lower Cretaceous marl–limestone alternations exposed on the Río Argos section are not substantially modified by diagenesis, preventing the primary detrital minerals from being transformed. As in the coeval marl–limestone alternations of the Vocontian Basin, the constitution of clay mineral assemblages is clearly different between limestone beds and marly interbeds. This relationship indicates regular climate oscillations. Higher contents of illite and kaolinite in marly interbeds suggest more humid conditions and increased runoff on the landmasses during the deposition of the interbeds. Conversely, the abundance of I/S mixed-layers in the clay fraction of the limestone beds is indicative of more arid climate conditions.
- (ii) Spectral analyses performed on clay mineral ratios and %CaCO₃ reveal frequency bands, which match orbital parameters. Subsequent filtering demonstrates the fundamental control of the precession on the deposit of one bed–interbed couplet, conveying the idea of a close relationship between orbital forcing on the climate and the export of clay minerals. This implies high

sensitivity of the sedimentary record of Río Argos and the short time response of detrital clay minerals to climate forcing. The 405 kyr-eccentricity band is particularly significant, allowing orbital calibration and duration estimates of ammonite zones. The average durations of the ammonite zones encompassing the section are estimated as 645 kyr for *P. ohmi* Zone and 535 kyr for *T. hugii* Zone.

- (iii) The sedimentary expression of the orbital cycles is disturbed during the brief F-OAE, (ca. 100 kyr), suggesting an additional climatic control overprinting the orbital forcing.

Acknowledgements

Funding for this research was provided by the ANR project “Astro-nomical Time Scale for the Mesozoic and Cenozoic era”. The authors gratefully thank Carmela Chateau-Smith (University of Burgundy) for English proof reading. Dr Béla Raucsik and an anonymous reviewer are acknowledged for their helpful and constructive reviews.

References

- Aguado, R., Company, M., Tavera, J.M., 2000. The Berriasian/Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegín sections, SE Spain. *Cretaceous Research* 21 (1), 1–21.
- Barbero, L., López-Garrido, A.C., 2006. Mesozoic thermal history of the Prebetic continental margin (southern Spain): constraints from apatite fission-track analysis. *Tectonophysics* 422 (1–4), 115–128.
- Barron, E.J., 1983. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Sciences Reviews* 19 (4), 305–338.
- Baudin, F., 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the ‘Faraoni event’. *Comptes Rendus Geoscience* 337 (16), 1532–1540.
- Baudin, F., Busnardo, R., Beltran, C., de Rafélis, M., Renard, M., Charollais, J., Clavel, B., 2006. Enregistrement de l’événement anoxique Faraoni (Hauterivien supérieur) dans le domaine ultrahelvétique. *Revue de Paléobiologie* 25 (2), 525–535.
- Berger, A., Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geoscience* 336 (7–8), 701–709.
- Bodin, S., Godet, A., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Arnaud, H., Strasser, A., Fiet, N., Adatte, T., 2006. The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: evidence from phosphorus burial rates. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 235, 245–264.
- Bodin, S., Fiet, N., Godet, A., Matera, V., Westermann, S., Clement, A., Janssen, N.M.M., Stille, P., Föllmi, K.B., 2009. Early Cretaceous (late Berriasian to Early Aptian) palaeoceanographic change along the northwestern Tethyan margin (Vocontian Trough, southeastern France): $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and Sr-isotope belemnite and whole-rock records. *Cretaceous Research* 30 (5), 1247–1262.
- Boullia, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.Y., 2008. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology* 203 (1–2), 54–63.
- Boullia, S., de Rafélis, M., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galbrun, B., Collin, P.-Y., 2010a. Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleocene Tethyan domain (marl-limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292 (1–2), 57–70.
- Boullia, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.-Y., Ogg, J.G., Fortwengler, D., Marchand, D., 2010b. Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research* 22 (5), 717–732.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin. (623 pp.).
- Company, M., 1987. Los Ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España). PhD thesis, University of Granada, 294 p.
- Company, M., Sandoval, J., Tavera, J.M., 1995. Lower Barremian ammonite biostratigraphy in the Subbetic Domain (Betic Cordillera, southern Spain). *Cretaceous Research* 16 (2–3), 243–256.
- Company, M., Sandoval, J., Tavera, J.M., 2003. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Geobios* 36 (6), 685–694.
- Cotillon, P., Giraud, F., 1995. Comparative evolution of material flux through two DSDP successions from Central Atlantic and Gulf of Mexico. Preliminary results of a new approach to sedimentary dynamics in pelagic environments. *Marine Geology* 122 (4), 329–348.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G., Rio, M., 1980. Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l’étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 5, 735–744.
- Darmédru, C., 1984. Variations du taux de sédimentation et oscillations climatiques lors du dépôt des alternances marno-calcaire pélagiques. Exemple du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 1, 63–70.
- Deconinck, J.-F., 1987. Identification de l’origine détritico ou diagénétique des assemblages argileux: le cas des alternances marno-calcaire du Crétacé inférieur subalpin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 1, 139–145.
- Deconinck, J.-F., 1992. Clay mineralogy of Early Cretaceous sediments of South-East France: Berriasian stratotype, Berriasian and Barremian of angles. *Sequence Stratigraphy of European Basins*, Dijon, Abstract Volume, pp. 366–367.
- Deconinck, J.-F., Chamley, H., 1983. Héritage et diagénèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. *Comptes rendus de l’Académie des sciences* 297 (7), 589–594.
- Deconinck, J.-F., Debrabant, P., 1985. La diagénèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l’enfouissement, et de la surcharge tectonique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 26 (5), 321–330.
- Dellisanti, F., Pini, G.A., Baudin, F., 2010. Use of Tmax as a thermal maturity indicator in orogenic successions and comparison with clay mineral evolution. *Clay minerals* 45, 115–130.
- Fiet, N., Gorin, G., 2000. Lithologic expression of Milankovitch cyclicity in carbonate-dominated, pelagic, Barremian deposits in central Italy. *Cretaceous Research* 21 (4), 457–467.
- Foucault, A., Mélières, F., 2000. Palaeoclimatic cyclicity in central Mediterranean Pliocene sediments: the mineralogical signal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158 (3–4), 311–323.
- Gale, A.S., Bown, P., Caron, M., Crampton, J., Crowhurst, S.J., Kennedy, W.J., Petrizzo, M.R., Wray, D.S., 2011. The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Haute-Alpes France: an integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy). *Cretaceous Research* 32 (2), 59–130.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics* 40 (1), 3.1–3.41.
- Giraud, F., 1995. Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l’étude du signal carbonaté des séries pélagiques alternantes. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, No. 134. Centre des sciences de la terre, Université Claude-Bernard, Lyon, 279 pp.
- Godet, A., Bodin, S., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Gardin, S., Fiet, N., Adatte, T., Berner, Z., Stüben, D., 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.
- Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., Föllmi, K.B., 2008. Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect: implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian–Early Aptian). *Cretaceous Research* 29 (5–6), 830–847.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge. (610 pp.).
- Grippo, A., Fischer, A.G., Hinnov, L.A., Herbert, T.D., Premoli Silva, I., 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy). In: D’Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. : SEPM Special Publication, No. 81. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 57–81.
- Hallam, A., 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London* 142, 433–445.
- Herbert, T.D., 1992. Paleomagnetic calibration of Milankovitch cyclicity in Lower Cretaceous sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 112 (1–4), 15–28.
- Hilgen, F.J., Kuiper, K.F., Lourens, L.J., 2010. Evaluation of the astronomical time scale for the Paleocene and earliest Eocene. *Earth and Planetary Science Letters* 300 (1–2), 139–151.
- Hinnov, L.A., Ogg, J.G., 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy* 4 (2–3), 239–251.
- Hoedemaeker, P.J., 1998. A Tethyan–Boreal correlation of pre-Aptian Cretaceous strata: correlating the uncorrelatable. *Geologica Carpathica* 50 (2), 101–124.
- Hoedemaeker, P.J., Leereveld, H., 1995. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian–lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain. *Cretaceous Research* 16 (2–3), 195–230.
- Huang, Z., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., 1993. A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic successions from the Atlantic Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography* 8 (2), 275–291.
- Huang, C.J., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A., Herbert, T., 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference section. *Geology* 38 (10), 899–902.
- Husson, D., Galbrun, B., Laskar, J., Hinnov, L.A., Thibault, N., Gardin, S., Locklair, R.E., 2011. Astronomical calibration of the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Earth and Planetary Science Letters* 305 (3–4), 328–340.
- Inoue, A., Bouchet, A., Velde, B., Meunier, A., 1989. Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. *Clays and Clay Minerals* 37 (3), 227–234.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity: concise review paper. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences série II Fascicule A-Sciences de la Terre et des Planètes* 331 (2), 75–89.
- Lamas, F., Irigaray, C., Oteo, C., Chacón, J., 2005. Selection of the most appropriate method to determine the carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls. *Engineering Geology* 81 (1), 32–41.
- Lanson, B., Sakharov, B.A., Claret, F., Drits, V.A., 2009. Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: a reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science* 309 (6), 476–516.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428 (1), 261–285.

- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., Manche, H., 2011. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 532 (A89) (15 pp.).
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004. The Neogene period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409–440.
- Mann, M.E., Lees, J., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change* 33 (3), 409–445.
- Martín-Algarra, A., Ruiz-Ortiz, P.A., Vera, J.A., 1992. Factors controlling Cretaceous turbidite deposition in the Betic Cordillera. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 5, 53–80.
- Martínez, M., Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Monna, F., Riquier, L., Boulila, S., Moiroud, M., Company, M., 2012. An orbital floating time scale of the Hauterivian/Barremian GSSP from a magnetic susceptibility signal (Río Argos, Spain). *Cretaceous Research* 36, 106–115.
- Masse, J.-P., Bellion, Y., Benkheilil, J., Boulon, J., Cornee, J.J., Dercourt, J., Guiraud, R., Mascle, G., Poisson, A., Ricou, L.E., Sandulescu, M., 1993. Lower Aptian palaeoenvironments (114 to 112 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, BEICIP-FRANLAB. Gauthier-Villars, Reuil-Malmaison, Paris, pp. 135–152.
- McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirwall, M.F., van de Schootbrugge, B., 2007. Palaeotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248 (3–4), 391–430.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., 2004. Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata. *Earth and Planetary Science Letters* 224 (1–2), 55–72.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy Special Publication 132. section of Mathematical and natural Sciences, vol. 33. Belgrade (633 pp.).
- Mitchell, R.N., Bice, D.M., Montanari, A., Cleaveland, L.C., Christianson, K.T., Cocconioni, R., Hinnov, L.A., 2008. Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to Bonarelli Level (OAE 2). *Earth and Planetary Science Letters* 267, 1–16.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2nd edition. Oxford University Press, Inc., New York, NY. (400 pp.).
- Munnecke, A., Westphal, H., Elrick, M., Reijmer, J.J.G., 2001. The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. *International Journal of Earth Sciences* 90, 795–812.
- Mutterlose, J., Ruffell, A.H., 1999. Milankovitch-scale palaeoclimate changes in pale-dark bedding rhythms from the Early Cretaceous (Hauterivian and Barremian) of eastern England and northern Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154 (3), 133–160.
- Nadeau, P.H., Bain, D.C., 1986. Composition of some smectites and diagenetic illitic clays and implications for their origin. *Clays and Clay Minerals* 34 (4), 455–464.
- Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. The geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63–86.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2008. *A Concise Geologic Time Scale 2008*. Cambridge University Press, Cambridge. (184 pp.).
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 77 (39), 379.
- Petschick, R., 2000. (MacDiff 4.2.5 [Online]. Available:) <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Rainer.html>.
- Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48 (3), 183–210.
- Pucéat, E., Lécuyer, 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 (2), 7.1–7.12.
- Rasplu, L., Fourcade, E., Ambroise, D., Andeol, B., Azéma, J., Blanc, P., Busnardo, R., Clerc-Renaud, T., Damotte, R., Dercourt, J., Foucault, A., Galbrun, B., Granier, B., Lachkar, G., Le Hégarat, G., Magné, J., Manivit, H., Mangin, A.-M., Masure, E., Mazaud, A., Michaud, F., Morand, F., Renard, M., Schuber, N., Taugourdeau, J., 1987. *Stratigraphie intégrée du sillon citrabinétique (Sierra de Fontcalent, Province d'Alicante, Espagne)*. *Geobios* 20 (3), 337–387.
- Rio, M., Cotillon, P., Ferry, S., 1989. Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences - Série II* 309 (1), 73–79.
- Sprenger, A., Ten Kate, W.G., 1993. Orbital forcing of calcilutite marl cycle in Southeast Spain and an estimate for the duration of the Berriasian Stage. *Geological Society of America Bulletin* 105 (6), 807–818.
- Sprovieri, M., Cocconioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography* 21, PA4212. <http://dx.doi.org/10.1029/2005PA001224>.
- Środoń, J., Clauer, N., Huff, W., Dudek, T., Banaś, M., 2009. K–Ar dating of the Lower Palaeozoic K-bentonites from the Baltic Basin and the Baltic Shield: implications for the role of temperature and time in the illitization of smectite. *Clay minerals* 44, 361–387.
- Strasser, A., Hilgen, F.J., Heckel, P.H., 2006. Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy* 42 (2), 75–114.
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in the marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49 (1–4), 201–221.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers* 70 (9), 1055–1096.
- Thomson, D.J., 1990. Time series analysis of Holocene climate data. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 330 (1615), 601–616.
- van de Schootbrugge, B., Föllmi, K.B., Bulot, L.G., Burns, S.J., 2000. Paleoclimatographic changes during the early Cretaceous (Valanginian–Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 181 (1–2), 15–31.
- Vanderaveroet, P., Averbuch, O., Deconinck, J.-F., Chamley, H., 1999. A record of glacial/interglacial alternations in Pleistocene sediments off New Jersey expressed by clay mineral, grain-size and magnetic susceptibility data. *Marine Geology* 159 (1–4), 79–92.
- Voigt, S., Schönfeld, J., 2010. Cyclostratigraphy of the reference section for the Cretaceous white chalk of northern Germany, Lägerdorf-Kronsmoor: a late Campanian–early Maastrichtian orbital time scale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287 (1–4), 67–80.
- Weedon, G.P., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge. (259 pp.).
- Westphal, H., Hilgen, F., Munnecke, A., 2010. An assessment of the suitability of individual rhythmic carbonate successions for astrochronological application. *Earth-Science Reviews* 99 (1–2), 19–30.



An orbital floating time scale of the Hauterivian/Barremian GSSP from a magnetic susceptibility signal (Río Argos, Spain)

Mathieu Martinez^{a,*}, Pierre Pellenard^a, Jean-François Deconinck^a, Fabrice Monna^b, Laurent Riquier^c, Slah Boulila^c, Mathieu Moiroud^a, Miguel Company^d

^a UMR CNRS 6282 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, F-21000 Dijon, France

^b UMR CNRS 5594 ARTeHIS, Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, F-21000 Dijon, France

^c UMR CNRS 7193 ISTEP, UPMC Université Paris 06, cc 117, 4 pl. Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France

^d Departamento de Estratigrafía y paleontología, Facultad de Ciencias de Granada, 18002 Granada, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 October 2011

Accepted in revised form 28 February 2012

Available online 22 March 2012

Keywords:

Hauterivian

Barremian

Faraoni

Cyclostratigraphy

Geologic Time Scale

ABSTRACT

An orbital floating time scale of the Hauterivian–Barremian transition (Early Cretaceous) is proposed using high-resolution magnetic susceptibility measurements. Orbital tuning was performed on the Río Argos section (southeast Spain), the candidate for a Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Hauterivian–Barremian transition. Spectral analyses of MS variations, coupled with the frequency ratio method, allow the recognition of precession, obliquity and eccentricity frequency bands. Orbitally-tuned magnetic susceptibility provides minimum durations for ammonite biozones. The durations of well-constrained ammonite zones are assessed at 0.78 myr for *Pseudothurmannia ohmi* (Late Hauterivian) and 0.57 myr for *Taveriaidiscus hugii* (Early Barremian). These results are consistent with previous estimates from the other reference section (Angles, southeast France) and tend to show that the Río Argos section displays a complete succession for this time interval. They differ significantly from those proposed in the Geologic Time Scale 2008 and may help to improve the next compilation. The Faraoni Oceanic Anoxic Event, a key Early Cretaceous oceanographic perturbation occurring at the *P. ohmi*/*P. catulloi* subzone boundary has a duration estimated at 0.10–0.15 myr, which is similar to previous assessments.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Detailed biostratigraphy and sequence stratigraphy, correlated throughout Western Europe, provide a reference framework for studying the Late Hauterivian–Early Barremian stratigraphic interval (Hoedemaeker and Leereveld, 1995; Company et al., 2003; Hoedemaeker and Hengreen, 2003). However, the durations of the Hauterivian and Barremian stages are still being debated because (1) stage duration is based on a magnetostratigraphic model which postulates a constant rate for Hawaiian sea-floor spreading (Ogg and Smith, 2004) and (2) biozone and magnetochron intercalibration has recently been modified (McArthur et al., 2007). For instance, a duration of 1.9 myr was attributed to the latest Hauterivian *P. ohmi* Biozone in the Geologic Time Scale 2004 (GTS 2004; Gradstein et al., 2004), whereas a duration of only 0.2 myr was proposed for the same zone in the Geologic Time Scale 2008

(GTS 2008; Ogg et al., 2008). A cyclostratigraphic approach could provide independent data to constrain the duration of ammonite biozones and thus improve the next GTS (Hinnov and Ogg, 2007).

Earth's orbital cycles are known to have a strong periodic influence on climate and sedimentation (Hays et al., 1976). Palaeoclimate proxies are frequently used to detect orbital forcing in sedimentary series in order to establish accurate orbital time scales, notably for the Cenozoic (Lourens et al., 2004). Orbital forcing is also perceived in Cretaceous series, where numerous recent studies using cyclostratigraphic approaches have successfully extended the GTS up to that period (Locklair and Sageman, 2008; Voigt and Schönfeld, 2010; Husson et al., 2011). Magnetic susceptibility (MS) is a powerful proxy to detect palaeoclimate changes (Reynolds and King, 1995; Ellwood et al., 2000). It quantifies the ability of a sample to be magnetized in response to an external magnetic field. This response depends on the ferromagnetic, paramagnetic and diamagnetic mineral content of the sample. In hemipelagic environments, MS fluctuations are often inversely correlated to calcium carbonate content because this diamagnetic mineral, which is dominant in hemipelagic sediments, dilutes iron-bearing

* Corresponding author. Tel.: +33 3 80 39 63 64.

E-mail address: mathieu.martinez@u-bourgogne.fr (M. Martinez).

minerals (Mayer and Appel, 1999; Weedon et al., 2004; Boulila et al., 2008). As a result, MS fluctuations largely reflect terrigenous flux and/or primary productivity, which can be induced, at least in part, by astroclimate changes (Crick et al., 1997; Boulila et al., 2010a). The MS method is popular as it is rapid, non-destructive and reproducible. It offers sufficiently high-resolution acquisitions, which are particularly appropriate for cyclostratigraphic analyses (Mayer and Appel, 1999; Weedon et al., 2004).

The aim of this paper is to contribute to the improvement of the temporal framework of the Early Cretaceous. The interval studied focuses on the Hauterivian/Barremian transition (the *Pseudothurmannia ohmi* and *Taveriaidiscus hugii* ammonite zones) outcropping at Río Argos (southeast Spain), the Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) candidate section. The *P. ohmi* Biozone contains an oceanic anoxic event correlated throughout the Western Tethys domain: the Faraoni Oceanic Anoxic Event (F-OAE; Cecca et al., 1994). This event is linked to biological turnovers and to a carbonate productivity crisis (Company et al., 2005; Bodin et al., 2006). The only available durations for these ammonite biozones and the F-OAE are based either on the Pacific magnetostratigraphic model (Ogg and Smith, 2004; Ogg et al., 2008) or on lithological cycle counting (Bodin et al., 2006). Here, we provide a high-resolution cyclostratigraphic analysis from MS measurements. The inferred orbital tuning is independent of magnetostratigraphic models and subjective cycle counting. After comparison of this orbital calibration with previously published data, a new temporal framework is proposed.

2. Geological setting

The Río Argos reference section, located in the Subbetic Domain near the town of Caravaca de la Cruz (Fig. 1A), shows a continuous stratigraphic interval for the Hauterivian/Barremian transition (Hoedemaeker and Hengreen, 2003). The deposits are composed of moderately bioturbated, undisturbed marl-limestone couplets. The macrofauna, mainly represented by ammonites and occasionally by brachiopods, irregular echinoids and belemnite guards, is typical of hemipelagic environments, with an estimated water-depth of several hundreds of metres (Hoedemaeker and Leereveld, 1995; Fig. 1B). The abundance of ammonite specimens provides a precise biostratigraphic framework at the subzone level (Company et al.,

2003). The *P. ohmi* Zone extends from bed 144 to bed 171 (Fig. 2), i.e., from the *P. ohmi* first appearance datum (FAD) to the *T. hugii* FAD (Company et al., 2003). The *P. ohmi* zone is divided into the *P. ohmi*, *Pseudothurmannia catulloi* and *Pseudothurmannia picteti* subzones (Fig. 2). Subzones are bounded at the FAD of each index species. The *T. hugii* Zone extends from bed 171 to bed 193, from the *T. hugii* FAD to the *Kotetishvilia nicklesi* FAD. It is divided into the *T. hugii* and *Psilotissotia colombiana* subzones (Fig. 2). Continuous sedimentation is supported by the occurrence of all ammonite subzones and the absence of any evidence of subaerial exposure, erosional features or condensation levels, as revealed by meticulous field observation of sedimentological patterns. An organic-rich horizon, identified in the Late Hauterivian, is associated with the F-OAE (Fig. 2), which constitutes a key level for interbasinal correlations (Baudin, 2005; Bodin et al., 2007).

3. Material and methods

3.1. Magnetic susceptibility (MS)

A total of 202 rock samples (ca. 10 g) were collected with an even step of 20 cm along a 40.9-m section. Massic MS was measured with a laboratory Kappabridge MFK-1B, Agico®. Empty and sample-filled plastic boxes were measured. Sample values, corrected from blanks, were normalized to sample weight. They are expressed in m³/kg and given with a precision of $\pm 8 \times 10^{-10}$ m³/kg (95% confidence level), about two orders of magnitude below the values observed for samples.

3.2. Calcium carbonate content

Powdered rock samples were also analysed for calcium carbonate content using a calibrated Bernard calcimeter. Values are given with a precision of between 1 and 5% (Lamas et al., 2005). Data are available from the Pangaea data library: <http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.775274>.

3.3. Data processing

The MS series was linearly detrended and then spectral analyses were performed using the multi-taper method (MTM),

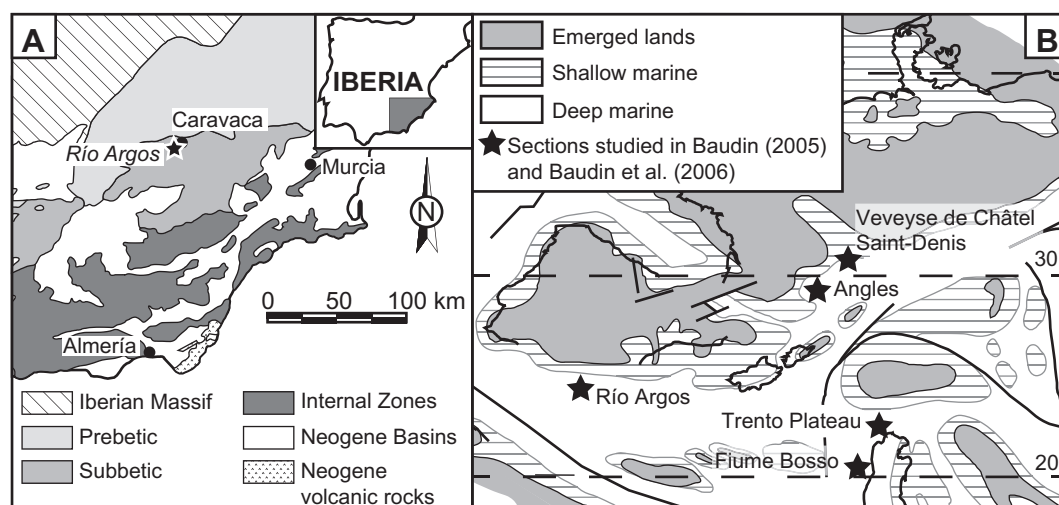


Fig. 1. A, simplified geological map of the Betic Cordillera and location of the Río Argos section. B, palaeogeographic map of the Western Tethys for Hauterivian–Barremian times with location of the sections in which the F-OAE is identified. Modified from Baudin (2005).

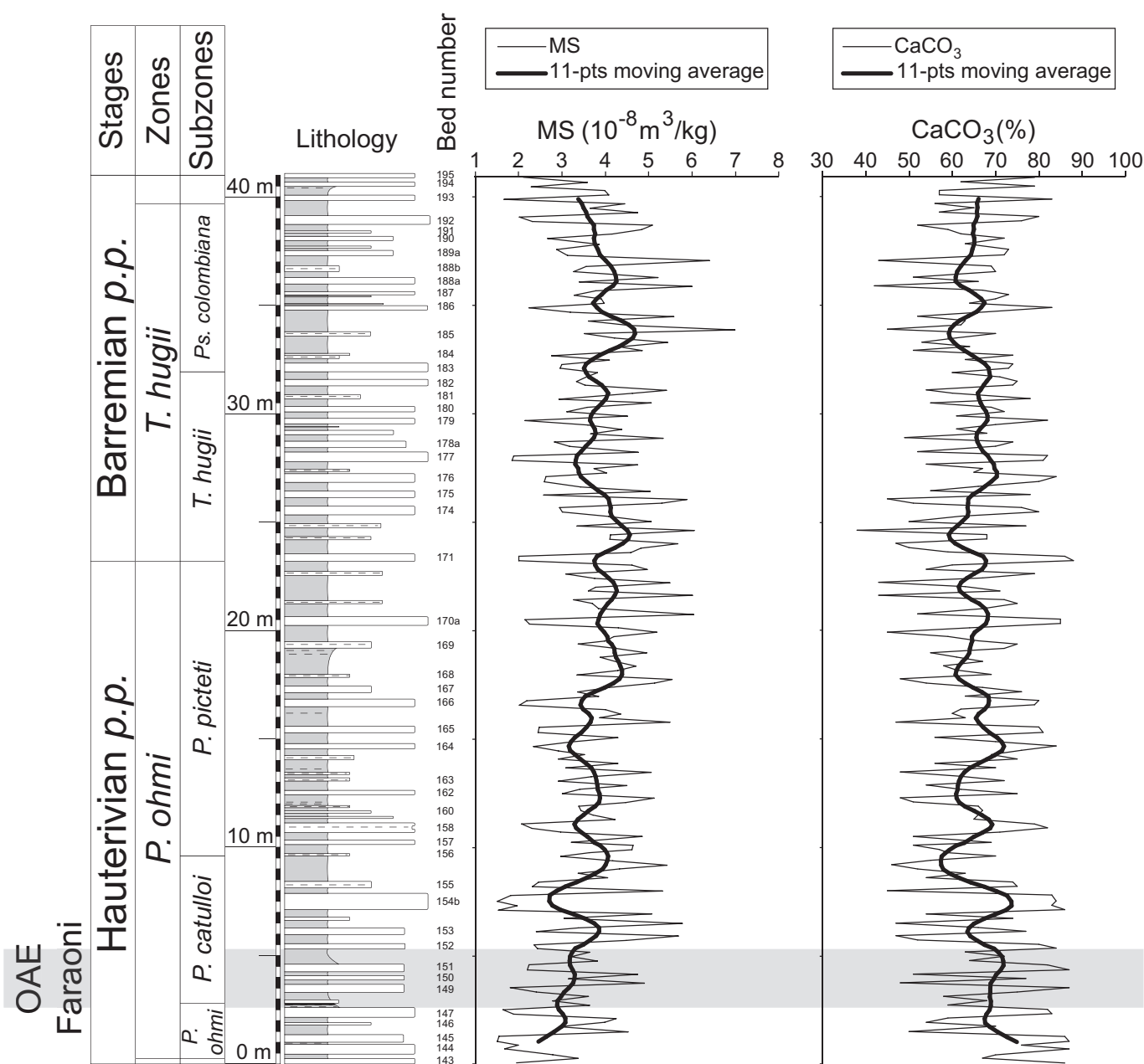


Fig. 2. Magnetic susceptibility (MS) and carbonate content (CaCO₃) series through the studied interval with an 11-point Gaussian-weighted moving average (thick black line). Lithology: limestone beds are shown in white with the bed numbers indicated alongside, marl interbeds are grey and organic-matter-rich levels are shown in black.

a Fourier-type technique. This popular approach (Maurer et al., 2004; Meyers et al., 2008; Huang et al., 2010) is nonparametric and provides robust power spectral density estimates (Thomson, 1982, 1990). Analyses were carried out with the SSA-MTM toolkit (Ghil et al., 2002), using three 2π prolate tapers (2π -MTM) that improve frequency resolution while maintaining suitable confidence levels (e.g., Mann and Park, 1993). The Nyquist frequency (i.e., the highest detectable frequency) is at 2.5 cycles/m (i.e., a period of 0.4 m). Frequency resolution depends on the length of the series. In the case of a 2π -MTM analysis, it is defined as $2/(N \cdot dx)$, where N is the number of samples, and dx , the sample step. With 202 data points, 0.2 m apart, the spectrum frequency resolution R is here 0.0495 cycle/m. Weedon (2003) recommends interpreting cycles where uncertainty because of frequency

resolution is equal to or less than a factor of two; in other words $(f_L + R)/(f_L - R) = 2$, where f_L is the lowest spectral frequency that can be interpreted. Using 0.0495 cycle/m for R , the lowest frequency that can be interpreted here with confidence is 0.149 cycle/m (i.e., a period of 6.71 m). Using 2π -MTM, at least six repetitions along the studied series are thus required in order to interpret a cycle with confidence.

The significance of observed peaks is tested using a first order autoregressive model, namely AR(1) or red noise, as usually assumed in palaeoclimate series (Mann and Lees, 1996). Justifications for the use of such a red-noise model can be found in Hasselmann (1976) and Frankignoul and Hasselmann (1977). Confidence levels were computed for 90%, 95%, and 99% with the SSA-MTM toolkit (Ghil et al., 2002).

3.4. Duration estimates

Using the frequency ratio method (Huang et al., 1993; Boulila et al., 2008), the observed sedimentary cycles were attributed to orbital frequencies, estimated from the astronomical solution of Laskar et al. (2004). Astronomical solutions show that the short eccentricity is the combination of two main periods at 95 and 124 kyr (Laskar et al., 2011). Owing to the chaotic behaviour of the solar system, these periods are not as well constrained as the geochronometer 405-kyr eccentricity for Mesozoic times. A mean period of 100 kyr for the short eccentricity is still identified in most cyclostratigraphic studies (e.g., Park and Herbert, 1987; Olsen and Kent, 1999; Tagliari et al., 2012). Duration estimates using the ~100 kyr as reference were successfully applied to Mesozoic series, yielding results in good agreement with those from the reference 405-kyr eccentricity (e.g., Huang et al., 2010). We chose to tune the MS series to the 100-kyr eccentricity period for the following reasons: (1) the stable, well-defined 405-kyr eccentricity geochronometer, recommended to be used for Mesozoic stratigraphic tuning (Laskar et al., 2004), is not well detected, possibly because the interval studied is too short for reliable identification of such cyclicity in spectra; (2) the expression of the 100-kyr eccentricity cycles in the MS series is strong and continuous; (3) although precession cycles are strong and continuous, their periods are not constrained in the Mesozoic because of tidal dissipation effects (Laskar et al., 2004). Taner band-pass filtering was applied to isolate short eccentricity cycles throughout the MS series (Taner, 2000). After filtering, it was then possible to correlate the MS signal to a reference cycle of a constant period of 100 kyr (e.g., Huang et al., 2010) using the AnalySeries “LinAge” function for depth-to-time transformation (Paillard et al., 1996). After reducing sedimentation rate fluctuations by this process, a new 2π -MTM analysis produced a less noisy spectrum, which was used to check the reliability of the tuning (Hinnov, 2000). Spectral analyses and tuning were also applied to the calcium carbonate content series, but as these results are close to MS, only the results from the MS series are shown.

4. Results

4.1. MS and calcium carbonate content

MS values range from 1.51×10^{-8} to 4.10×10^{-8} m³/kg in limestone beds and from 2.78×10^{-8} to 6.99×10^{-8} m³/kg in marl interbeds (Fig. 2). Calcium carbonate content ranges from 59 to 88% in limestones and from 38 to 79% in marls.

As expected, limestone beds show significantly lower MS values than their adjacent marl interbeds. Calcium carbonate content and MS values display a strong inverse correlation ($r = -0.94$, $p < 0.001$; Fig. 3), indicating that lithology mainly controls the MS variations, as previously reported for pelagic series (Mayer and Appel, 1999; Boulila et al., 2008). An 11-points Gaussian-weighted moving average applied to the series displays this obvious inverse correlation between the two series at lower frequencies.

4.2. Spectral analysis

The 2π -MTM spectrum of the untuned MS shows peaks above the 95% confidence level (CL) at periods of 3.41 and 0.73 m (Fig. 4A). Peaks at periods of 2.73, 1.02, 0.58 and 0.54 m are above the 90% CL. Using frequency ratio comparisons, sedimentary cycles can be assigned to astronomical periods (Table 1A): (1) the cycles at 3.41 and 2.73 m are associated with the 100-kyr eccentricity (namely “e”); (2) the band centred on 1.02 m is associated with the main

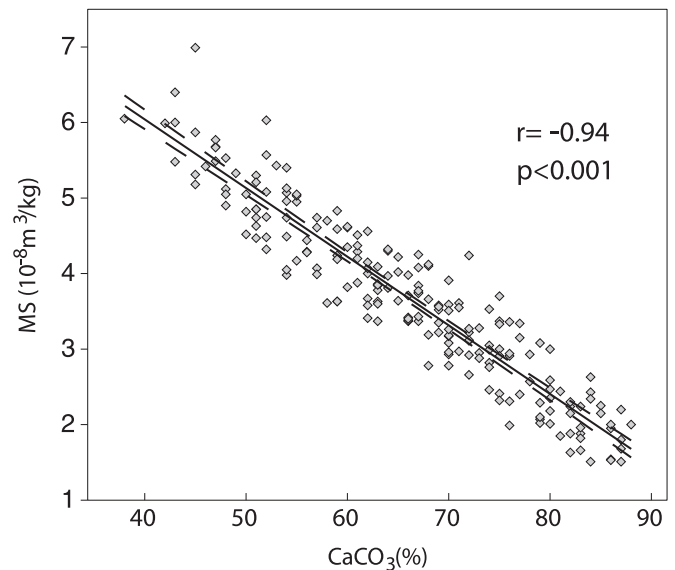


Fig. 3. Magnetic susceptibility (MS) versus calcium carbonate content (CaCO₃). Full and dashed lines are respectively the best-fit linear fit and the 95% confidence levels of the regression.

obliquity cycle (namely “O1”); and (3) the peaks at 0.73, 0.58 and 0.54 m are associated with the precession cycles (namely “P”).

4.3. Duration estimates

The Taner filtering applied to the eccentricity band displays 14 repetitions of the 100-kyr eccentricity cycles on the MS series (Fig. 5C, D). These cycles are in good agreement with the moving averages applied to the series (Fig. 5E). The 2π -MTM spectrum of the tuned series (Fig. 4B) shows significant peaks (above 99% CL) at 100 kyr and 21.6 kyr (Fig. 4C). Two peaks appear at 50 kyr and 31.9 kyr, above the 95% CL. A period of ~700 kyr is significant at the 95% CL (Fig. 4B); however, the spectral resolution is not good enough to allow this peak to be interpreted (the lower limit for spectrum interpretation is at 0.0043 cycle/kyr or 233 kyr). The minimum duration for the deposit of the series can be calculated as 1.40 myr, with a minimum duration of 0.78 myr for the *P. ohmi* Zone, 0.57 myr for the *T. hugii* Zone and 0.15 myr for the F-OAE (Figs. 5 and 6).

5. Discussion

5.1. Reliability of the tuning

The untuned spectrum has significant peaks above the 90 and 95% CL, but in the tuned spectrum significant peaks are above the 95 and 99% CL (Fig. 4A, B). Therefore, the tuned spectrum shows a higher signal-to-noise ratio after the tuning procedure has reduced the impact of sedimentation rate variation. As the series was time-constrained at 100 kyr, a corresponding high-power peak is observed on the spectrum at this frequency. Other significant frequencies, which are not constrained, have periods of 50 and 31.9 kyr, close to obliquity periods (46.4 and 36.6 kyr), and a period of 21.8 kyr, close to a precession cycle (21.6 kyr; Fig. 4B, C). The tuned spectrum has, therefore, a higher signal-to-noise ratio and displays peaks at periods close to theoretical orbital periods.

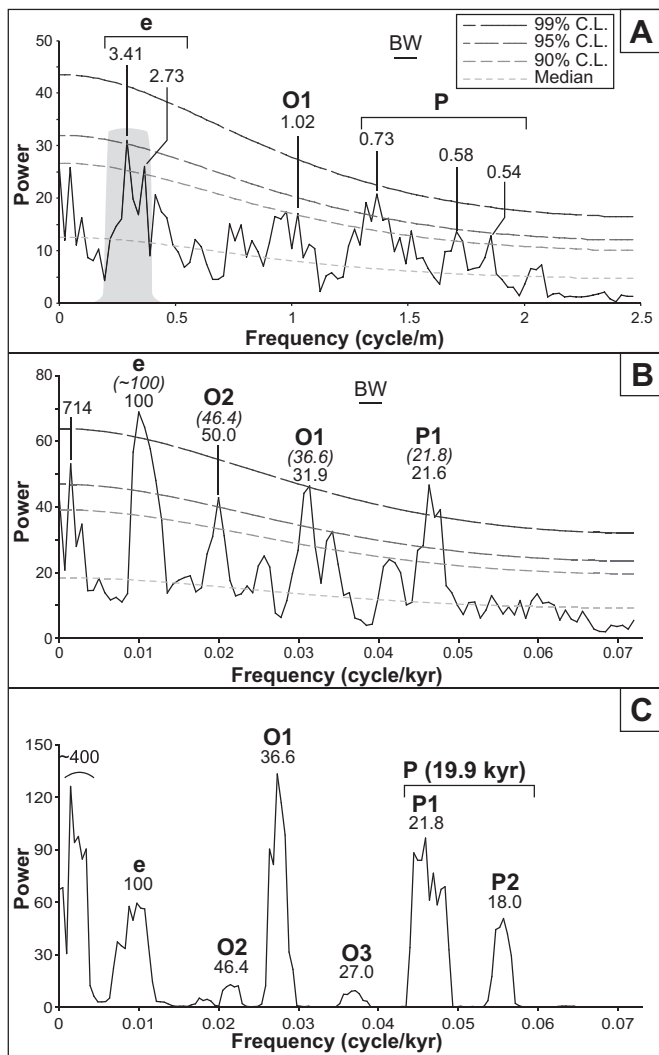


Fig. 4. 2π -MTM power spectra of magnetic susceptibility (MS) series using the SSA-MTM Toolkit (Ghil et al., 2002). Median represents the red noise modelling smoothed at one-fifth of the Nyquist frequency. 90%, 95% and 99% confidence levels are also shown. The corresponding orbital cycle is indicated in bold. A, spectrum of the untuned MS series. Significant peaks are labelled in metres. Grey-shaded area represents the filtered band of the short (100 kyr) eccentricity cycles used to tune orbitally the MS series. B, spectrum of the 100 kyr-tuned MS series. Significant peaks are labelled in kyr. Cycles above 233 kyr are too long compared to the series length to be correctly identified in the spectrum and are not interpreted (see section 3.3). C, spectrum of the sum of precession (P), obliquity (T), and eccentricity (E) variations in the ETP format (Imbrie et al., 1984), calculated from Laskar et al. (2004) solution over the 129.3–130.7 Ma interval. Peaks are labelled in kyr. Cycles above 233 kyr are too long compared to the series length to be correctly identified in the spectrum and are not interpreted. Comparison of frequency ratios are in Table 1B as follows: e, O1 and P periods correspond to the mean 100-kyr eccentricity, main obliquity and mean precession periods, respectively. Periods of the tuned spectra are then compared to astronomical periods e, O2, O1, O3, P1 and P2.

5.2. Comparisons with previous cyclostratigraphic studies

Previous cyclostratigraphic studies of the Hauterivian/Barremian (H/B) boundary were carried out by counting marl/limestone couplets (Bodin et al., 2006) at, in particular, the Angles reference section (Barremian stratotype, Vocontian Basin, southeast France; Figs. 1B and 7). Ammonite successions in the Angles section are well documented (Vermeulen, 2002, 2005). We adapted these data from Angles to the standard zonation proposed by Reboulet et al. (2009) to allow direct comparison with Río Argos. The base of the *T. hugii*

Table 1A

Period ratios between bands identified in the sedimentary spectrum.

	(3.41–2.73 m)	1.02 m	(0.73–0.54 m)
(3.41–2.73 m)	1		
1.02 m	0.337	1	
(0.73–0.54 m)	0.207	0.623	1

Table 1B

Period ratios between orbital cycles deriving from the La2004 solution for the 125–135 Ma interval (Laskar et al., 2004).

	E	O1	P
e	1		
O1	0.364	1	
P	0.204	0.560	1

Zone is defined using the *Taveraidiscus oosteri* FAD, regarded as a synonym of *T. hugii* (Company et al., 2006, 2008). The top of the *T. hugii* Zone corresponds to the *K. nicklesi* FAD (Fig. 7). The base of the *P. ohmi* Zone is defined at the FAD of *P. ohmi*, but different interpretations exist as to the identification of *P. ohmi*, partly because of collection failures (Hoedemaeker et al., 2003). Consequently, at the Angles section, the stratigraphic range of *P. ohmi* does not agree with data from Spain and may have been over-estimated owing to different conceptions of the species (Vermeulen et al., 2002, 2009; Company et al., 2003; Reboulet et al., 2009). Therefore, we chose to compare: (1) the duration of the *T. hugii* Zone, whose boundaries are not problematic; (2) the time interval from the beginning of the F-OAE to the H/B boundary, as these limits are precisely constrained and correlated (Hoedemaeker and Hengreen, 2003; Baudin, 2005); and (3) the durations of the *P. catulloi*, *P. picteti* and *Ps. colombiana* subzones, whose lower boundaries are based on the FAD of the index species, as in Río Argos.

The duration of the time interval from the beginning of the F-OAE to the H/B boundary was estimated as 0.50 myr (Fig. 7; Bodin et al., 2006). This duration is slightly shorter than our estimate (0.71 myr). Using this approach, the duration of the *P. catulloi* Subzone is estimated to be 0.26 myr at both Angles and Río Argos, whereas the *P. picteti* Subzone is estimated at 0.24 myr at Angles but at 0.44 myr for Río Argos. The duration of the *P. catulloi* Subzone at Angles is close to our estimate, but there is a discrepancy between Bodin et al. (2006) and our study as to the duration of the *P. picteti* Subzone. This discrepancy can be explained either by the difficulties met by Bodin et al. (2006) in recognizing all marl-limestone alternations only by field observations or by the presence of a hiatus in the *P. picteti* Subzone. Interestingly, the proposed duration of 0.57 myr for the *T. hugii* Zone is close to the estimate of 0.50 myr by Bodin et al. (2006), although the data are from two different basins (Fig. 7). The duration of the *T. hugii* Subzone is estimated to be 0.36 myr at Angles and 0.30 myr at Río Argos, while for the *Ps. colombiana* Subzone an estimate of 0.14 myr is proposed at Angles compared to 0.27 myr at Río Argos (Fig. 7). These differences can be linked to uncertainties in the position of the base of the *Ps. colombiana* Subzone at Angles, where the index species has only been identified in one bed (Fig. 7).

Using the F-OAE and the *T. hugii* Zone boundaries as reference levels, together with lithological bundles common to the two series, the following correlations are proposed for the 100-kyr cycles (Fig. 7): (1) The e2 cycle is located within the F-OAE. (2) The e3 and e6 cycles are found in carbonate-rich intervals, e3 in the *P. catulloi* Subzone and e6 in the *P. picteti* Subzone. (3) The e7 and e8 cycles are found in the marly interval just below the H/B boundary at Río Argos. This interval is almost completely absent at Angles. (4) The e12 cycle is in the marly interval in the *T. hugii* Zone. This

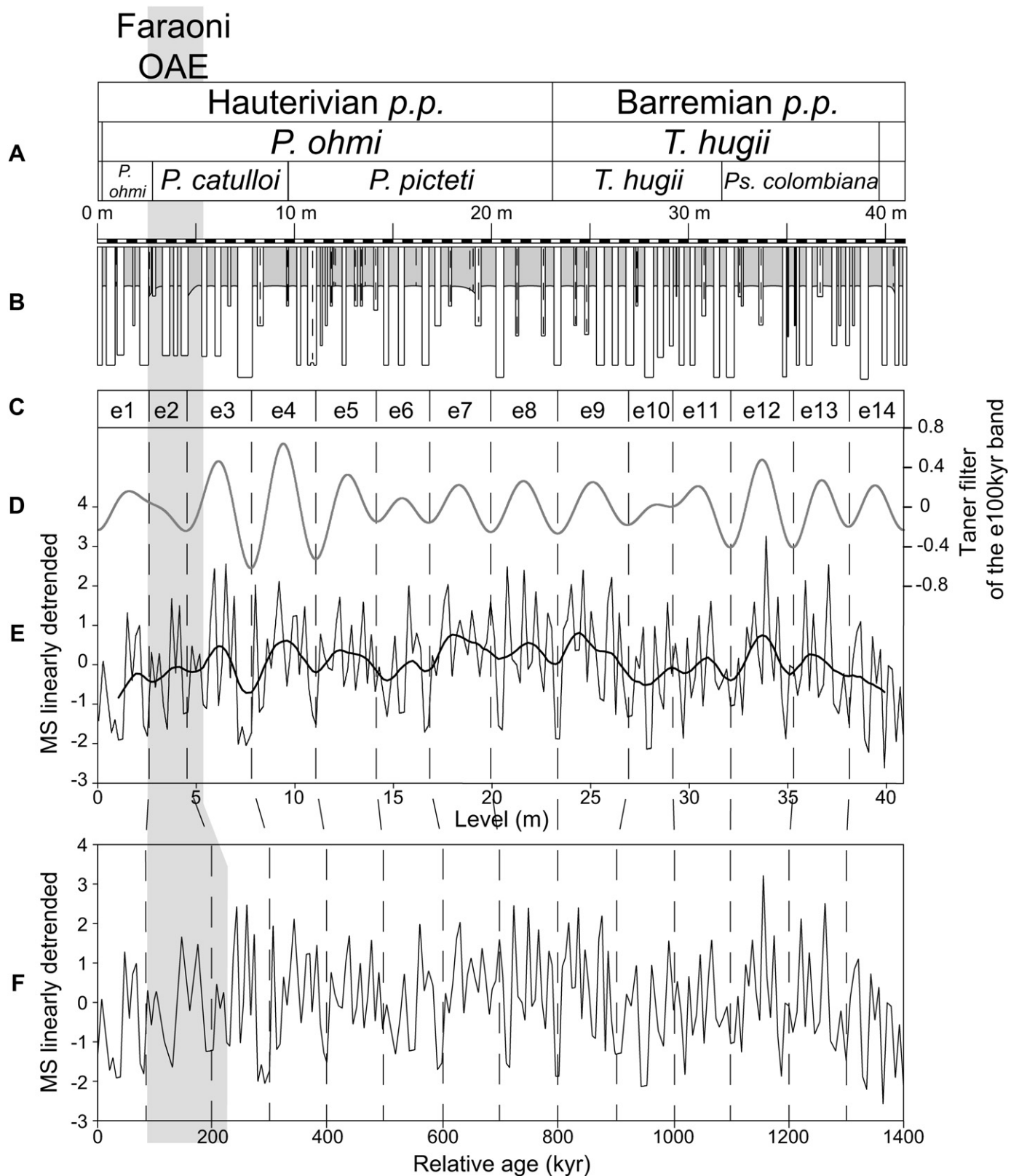


Fig. 5. Orbital calibration of the magnetic susceptibility (MS) series. A, standard chronology as explained in Fig. 7; B, lithology; C, interpreted 100-kyr eccentricity cycles from MS minima values; D, Taner filter output of the short eccentricity band performed on the untuned series (cutoff frequencies: 0.195 and 0.399 cycle/m); E, untuned, linearly detrended MS with an 11-point Gaussian-weighted moving average (thick black line); F, 100-kyr-tuned MS.

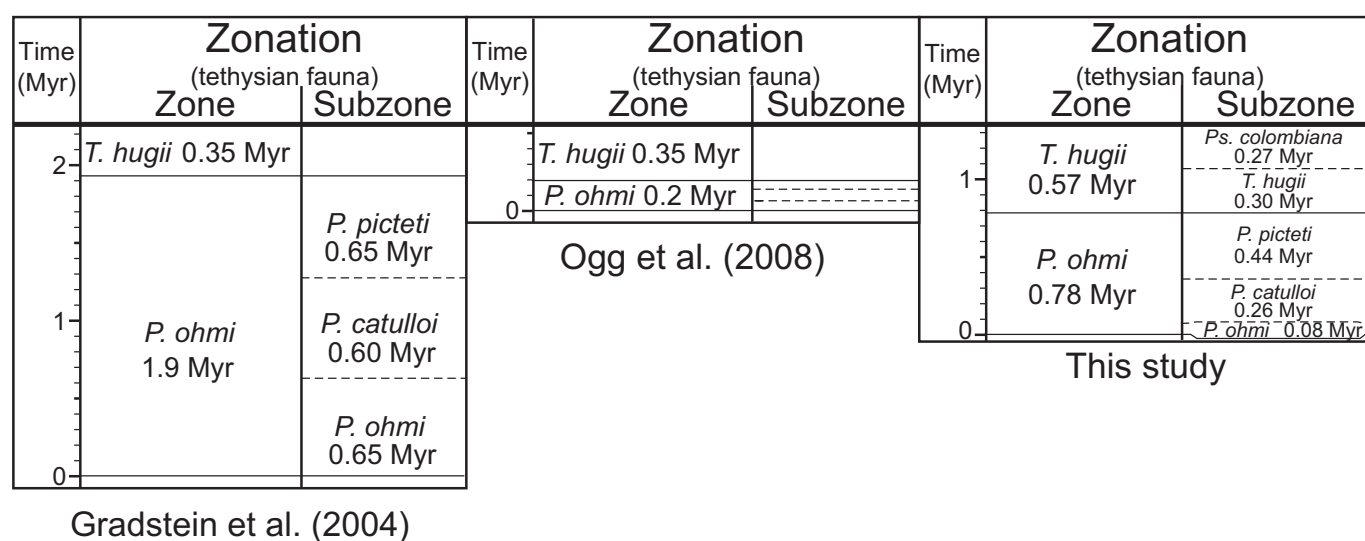


Fig. 6. Durations of ammonite biozones proposed in the GTS 2004 (Gradstein et al., 2004) and Concise GTS 2008 (Ogg et al., 2008) compared with durations proposed in this study.

interval is located at the base of the *Ps. colombiana* Subzone at Río Argos but at the top of the *T. hugii* Subzone (identified by bed counting) at Angles, possibly because of biostratigraphic uncertainties.

The Angles section was probably affected by a short-duration hiatus at the H/B boundary, as suggested by Hoedemaeker and Hengreen (2003). As no such hiatus exists at Río Argos, and as the above correlations tend to confirm the validity of the durations proposed, it is therefore coherent to consider the X.Ag-1 as a GSSP candidate for the H/B boundary.

5.3. Comparisons with the GTS

The GTS 2004 (Gradstein et al., 2004) and 2008 (Ogg et al., 2008) report durations for the *P. ohmi* Zone of respectively 1.9 myr and 0.2 myr (Fig. 6), which are markedly different from the 0.78 myr proposed here. The Hauterivian Stage duration is based on the magnetochron model (Ogg and Smith, 2004), while ammonite biozone durations are calculated assuming a fairly linear, increasing trend in Sr-isotope ratio values throughout the Hauterivian (McArthur et al., 2007). The new proposal of the GTS 2008, based on the reassignment of the M10 magnetochron to the Valanginian, suggested by McArthur et al. (2007), considerably reduces the estimated duration for the Hauterivian from 6.4 myr to 3.9 myr. However, in the absence of reliable radiometric dates, current magnetochron durations are based on a constant spreading rate for the Hawaiian crust (Ogg and Smith, 2004). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve was initially plotted against the stratigraphic levels from the Angles section. To provide durations for ammonite zones, McArthur et al. (2007) proposed an age model that assumes a nearly constant increase in Sr-isotope ratios throughout the Hauterivian, and thus concluded that the Upper Hauterivian section at Angles was affected by higher sedimentation rates. However, field observations of this section show that the marl-limestone alternations for the uppermost Hauterivian–lowermost Barremian are thinner than for the rest of the Hauterivian, thus suggesting lower sedimentation rates. In the absence of reliable radiometric ages, numerical models for magnetochrons and the Sr-isotope ratio curve suffer from uncertainties that explain this observed discrepancy.

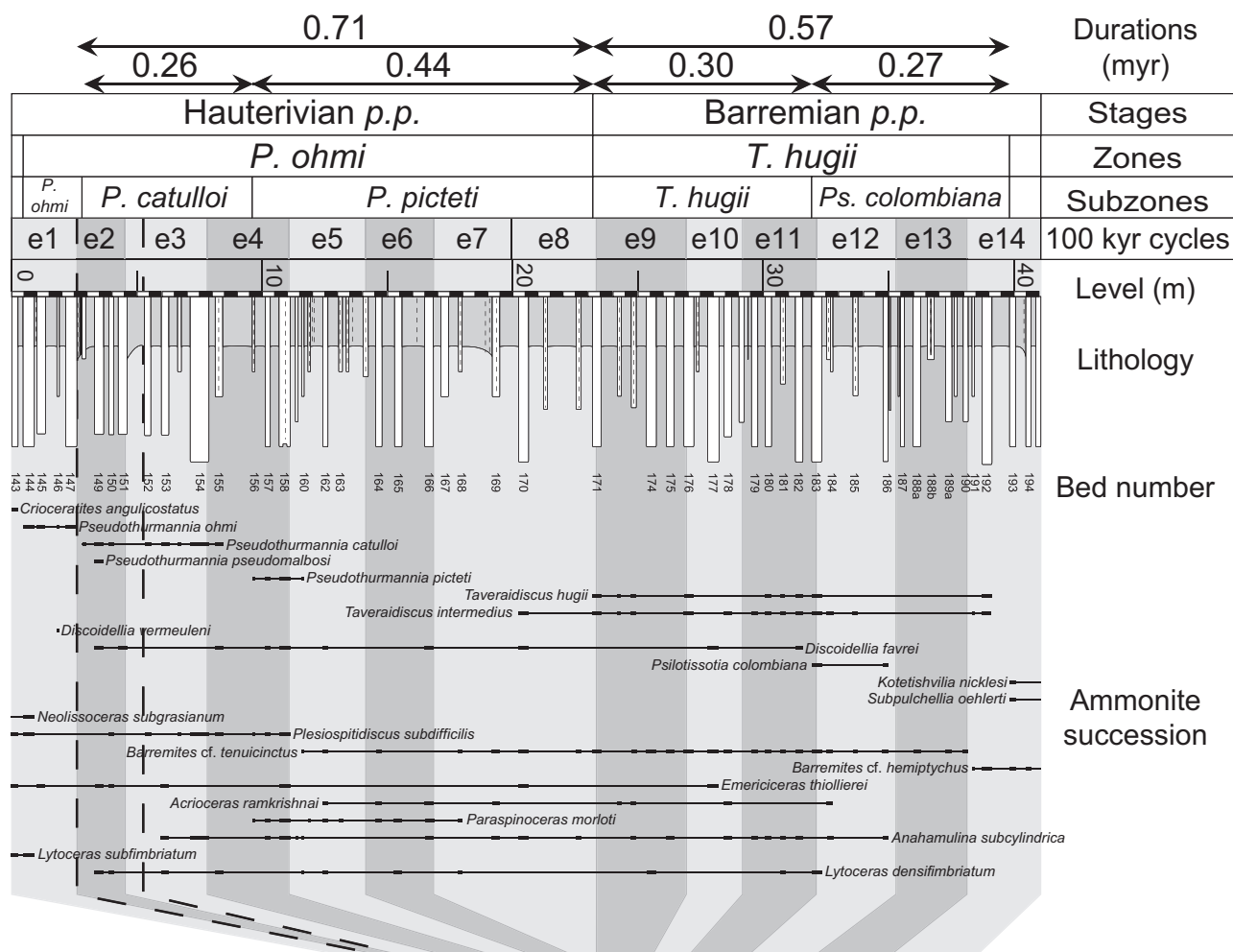
Previous cyclostratigraphic studies carried out on Late Jurassic and the Early Cretaceous successions have shown that new

cyclostratigraphic data could improve oceanic spreading models (Sprovieri et al., 2006; Boulila et al., 2010b). An extension of the MS series throughout the Hauterivian could help to provide reliable durations for ammonite biozones within this stage, which should improve duration estimates for magnetochrons and, thus, the precision of the sea-floor spreading model.

5.4. Duration of the F-OAE

The Faraoni Level was originally defined as an ammonite-rich level within the Maiolica Formation comprising an interval of alternations between limestone beds and organic-rich black shales (Cecca et al., 1994; Baudin et al., 1999; Fig. 8). This event was coeval with ammonite and calcareous nannoplankton turnovers (Coccioni et al., 1998; Company et al., 2005) and began at the *P. ohmi*/*P. catulloi* subzone boundary (Fig. 2). Based on a detailed biostratigraphy, organic-rich horizons in Western Tethys basins can be correlated, defining the geographical and temporal extensions of the F-OAE (Baudin et al., 1999; Baudin, 2005; Figs. 1B and 8). According to Baudin (2005) and Baudin et al. (2006), the F-OAE is composed of four to five marl-limestone couplets in the Vocontian Basin and the Subbetic Domain, and seven couplets in the Ultrahelvetian Domain (Switzerland) (Fig. 8). Assuming that a marl-limestone couplet is the expression of precession cycles, Baudin (2005) and Baudin et al. (2006) estimated that the duration of the F-OAE ranged from 80 (Río Argos) to 140 (Ultrahelvetian Domain) kyr. This large range of estimates is probably a result of the difficulty of identifying marl-limestone couplets precisely by field observations alone, when lithology is not well contrasted. High-resolution measurements of carbonate content and MS display 5–6 lithological cycles for the F-OAE interval rather than the 4–5 counted by field observation (Fig. 8). These cycles vary in thickness from 0.40 to 0.63 m. According to power spectra, these values fall within the precession wavelength band (Fig. 4A, B), supporting the hypothesis of Baudin (2005). Therefore, precession cycle counting based on MS and carbonate content measurements lead to a duration of 100–120 kyr for the F-OAE. Short eccentricity-based tuning suggests a duration of 150 kyr for the F-OAE, but tuning such a short event to 100-kyr cycle can lead to significant uncertainties in comparison with the duration of the event. We therefore propose a duration range for the F-OAE of 100–150 kyr.

Río Argos X.Ag-1



Angles (Vocontian Basin)

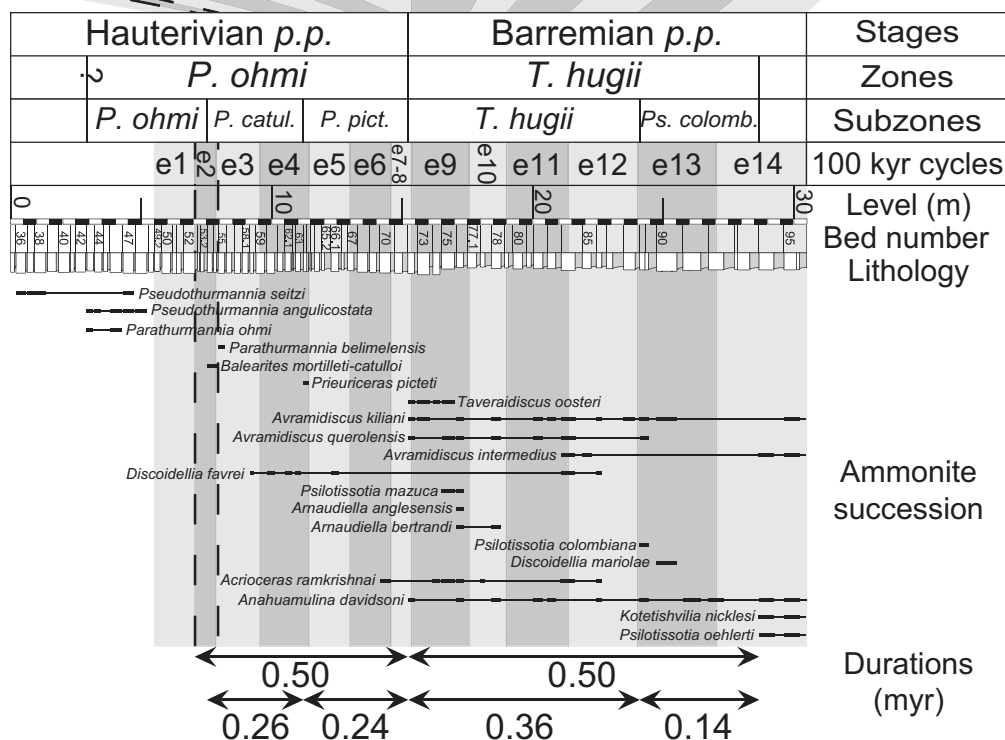


Fig. 7. Correlation and comparative lithology, biostratigraphy and durations for the Río Argos X.Ag-1 and Angles sections. Río Argos X.Ag-1: bed numbers, ammonite succession and biozonation are from [Company et al. \(2003, 2005\)](#). Angles: bed numbers and lithology are from [Vermeulen \(2002\)](#). Ammonite succession is from [Vermeulen \(2005\)](#). Durations are from [Bodin et al. \(2006\)](#). Standard biozonation is adapted from data in [Vermeulen \(2005\)](#). Note the uncertainty of the lower boundary of the *P. ohmi* Zone owing to different conceptions of the index species. The 100-kyr cycles are projected from those identified at Río Argos in this study.

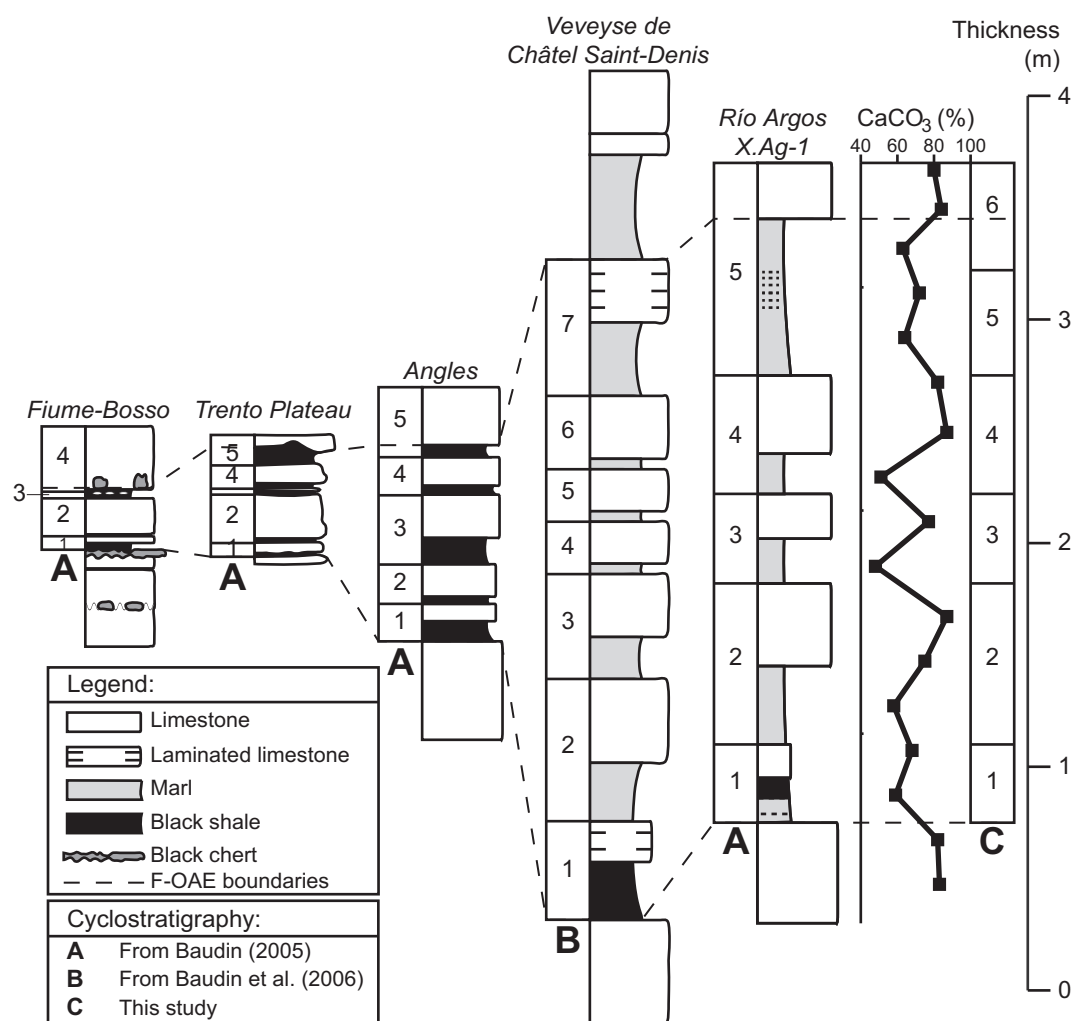


Fig. 8. Correlations of the F-OAE between different sections from the Western Tethys and Río Argos X.Ag-1. Precession-cycle counts are also shown for each section. For the Río Argos section, cycle counts are based (A) on field observation (Baudin, 2005) and (C) on CaCO_3 content fluctuations (this study). Scale thickness is identical for all sections.

6. Conclusions

The MS measurements for the Hauterivian–Barremian transition at the reference Río Argos section exhibit a cyclic pattern that is attributable to Earth's orbital parameters. An orbital tuning based on the 100-kyr eccentricity is proposed to improve the time-frame of this period. The duration of the *P. ohmi* Biozone is estimated at 0.78 myr, that of the *T. hugii* Biozone at 0.57 myr, and that of the Faraoni Oceanic Anoxic Event at 100–150 kyr. These durations are in the same range as those previously reported in cyclostratigraphic analyses carried out on the Angles section. Correlations between the two sections tend to show that a short-duration hiatus probably affected the Angles section, confirming the Río Argos section as a valid candidate for GSSP. Our proposed durations may be useful for improving the Geologic Time Scale 2008, in which stage and biozone durations are largely dependent on magnetostratigraphic and Sr-isotope trend models. The biozone durations reported here, together with further studies on the entire Hauterivian Stage, should help to improve the accuracy of the next geologic time scale.

Acknowledgements

Funding for this research was provided by the ANR project “Astronomical Time Scale for the Mesozoic and Cenozoic eras”. We

are grateful to Rémi Laffont (CNRS research engineer, UMR/CNRS 6282 Biogeosciences) for help with Matlab and Carmela Chateau-Smith (University of Burgundy) for help with our English. We acknowledge the two anonymous reviewers for their constructive advice.

References

- Baudin, F., 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the ‘Faraoni Event’. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1532–1540.
- Baudin, F., Bulot, L.G., Cecca, F., Coccioni, R., Gardin, S., Renard, M., 1999. An equivalent of the “Faraoni Level” in the South-East of France, possible evidence for a late Hauterivian anoxic event in the Mediterranean Tethys. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 487–498.
- Baudin, F., Busnardo, R., Beltran, C., de Rafélis, M., Renard, M., Charollais, J., Clavel, B., 2006. Enregistrement de l'événement anoxique Faraoni (Hauterivien supérieur) dans le domaine ultrahelvétique. *Revue de Paléobiologie* 25, 525–535.
- Bodin, S., Godet, A., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Arnaud, H., Strasser, A., Fiet, N., Adatte, T., 2006. The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: evidence from phosphorus burial rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 245–264.
- Bodin, S., Godet, A., Matera, V., Steinmann, P., Vermeulen, J., Gardin, S., Adatte, T., Coccioni, R., Föllmi, K.B., 2007. Enrichment of redox-sensitive trace metals (U, V, Mo, As) associated with the late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event. *International Journal of Earth Sciences* 96, 327–341.
- Boullia, S., de Rafélis, M., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galbrun, B., Collin, P.Y., 2010a. Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleocene Tethyan domain (marl-limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 57–70.

- Boullila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.Y., 2008. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology* 203, 54–63.
- Boullila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.Y., Ogg, J.G., Fortwengler, D., Marchand, D., 2010b. Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research* 22, 717–732.
- Cecca, F., Marini, A., Pallini, G., Baudin, F., Bégouen, V., 1994. A guide level of the uppermost Hauterivian (Lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria-Marche Apennines (Central Italy): the Faraoni Level. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 99, 551–568.
- Coccioni, R., Baudin, F., Cecca, F., Chiari, M., Galeotti, S., Gardin, S., Salvini, G., 1998. Integrated stratigraphic, palaeontological, and geochemical analysis of the uppermost Hauterivian Faraoni Level in the Fiume-Bosso section, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Cretaceous Research* 19, 1–23.
- Company, M., Aguado, R., Sandoval, J., Tavera, J.M., de Cisneros, C.J., Vera, J.A., 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, early Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224, 186–199.
- Company, M., Fözy, I., Sandoval, J., Tavera, J.M., 2006. *Deitantes* n.g. and other related ammonites. Their significance within the family Holcodiscidae (Lower Cretaceous, Mediterranean region). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 2006, 1–14.
- Company, M., Sandoval, J., Tavera, J.M., 2003. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Geobios* 36, 685–694.
- Company, M., Sandoval, J., Tavera, J.M., Aoutem, M., Ettachfini, M., 2008. Barremian ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco – biostratigraphy and palaeobiogeography. *Cretaceous Research* 29, 9–26.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R., Hladil, J., 1997. Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian–Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes* 20, 167–175.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L., Young, R.H., 2000. Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology* 28, 1135–1138.
- Frankignoul, C., Hasselmann, K., 1977. Stochastic climate models. 2. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus* 29, 289–305.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics* 40, 3.1–3.41.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 610 pp.
- Hasselmann, K., 1976. Stochastic climate models. 1. Theory. *Tellus* 28, 473–485.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in Earth's orbit – pacemaker of ice ages. *Science* 194, 1121–1132.
- Hinnov, L.A., 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 419–475.
- Hinnov, L.A., Ogg, J.G., 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy* 4, 239–251.
- Hoedemaeker, P.J., Hergreen, G.F.W., 2003. Correlation of Tethyan and Boreal Berriasian–Barremian strata with emphasis on strata in the subsurface of the Netherlands. *Cretaceous Research* 24, 253–275.
- Hoedemaeker, P.J., Leereveld, H., 1995. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian–Lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Rio Argos succession, Caravaca, SE Spain. *Cretaceous Research* 16, 195–230.
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragán, R., Company, M., González Arreola, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vašíček, 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.
- Huang, C.J., Hesselbo, S.P., Hinnov, L., 2010. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 242–255.
- Huang, Z., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., 1993. A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Paleoceanography* 8, 275–291.
- Husson, D., Galbrun, B., Laskar, J., Hinnov, L.A., Thibault, N., Gardin, S., Locklair, R.E., 2011. Astronomical calibration of the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Earth and Planetary Science Letters* 305, 328–340.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 269–303.
- Lamas, F., Irigaray, C., Oteo, C., Chacon, J., 2005. Selection of the most appropriate method to determine the carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls. *Engineering Geology* 81, 32–41.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., Manche, H., 2011. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 532, A89.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 428, 261–285.
- Locklair, R.E., Sageman, B.B., 2008. Cyclostratigraphy of the Upper Cretaceous Niobrara Formation, Western Interior, USA: a Coniacian–Santonian orbital time-scale. *Earth and Planetary Science Letters* 269, 539–552.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409–440.
- Mann, M.E., Lees, J.M., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change* 33, 409–445.
- Mann, M.E., Park, J., 1993. Spatial correlations of interdecadal variation in global surface temperatures. *Geophysical Research Letters* 20, 1055–1058.
- Maurer, F., Hinnov, L.A., Schlager, W., 2004. Statistical time series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). In: d’Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), 2004. *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM Special Publication 81, pp. 83–99.
- Mayer, H., Appel, E., 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the Early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research* 20, 189–214.
- 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, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Sr-87/Sr-86): the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248, 391–430.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., Pagani, M., 2008. Resolving Milankovitch: consideration of signal and noise. *American Journal of Science* 308, 770–786.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 184 pp.
- Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. The geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63–86.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the Early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 357, 1761–1786.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77, 379.
- Park, J., Herbert, T.D., 1987. Hunting for paleoclimatic periodicities in a geologic time-series with an uncertain time scale. *Journal of Geophysical Research* 92, 14027–14040.
- Reboulet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vašíček, Z., Vermulen, 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.
- Reynolds, R.L., King, J.W., 1995. Magnetic records of climate-change. *Reviews of Geophysics* 33, 101–110.
- Sprovier, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a Lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography* 21, PA4212.
- Tagliari, C.V., Scarpato Cunha, A.A., Gomes Paim, P.S., 2012. Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin, southeastern Brazil. *Cretaceous Research*. doi:10.1016/j.cretres.2011.11.008.
- Taner, M.T., 2000. *Attributes Revisited*. Technical Publication, Rock Solid Images, Inc, Houston, Texas. URL: http://www.rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic-analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055–1096.
- Thomson, D.J., 1990. Quadratic-inverse spectrum estimates – applications to paleoclimatology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A – Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 332, 539–597.
- Vermeulen, J., 2002. Étude stratigraphique et paléontologique de la famille des Pulchelliidae (Ammonoidea, Ammonitina, Endemocerataceae). *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série* 42, 333 pp.
- Vermeulen, J., 2005. Boundaries, ammonite fauna and main subdivisions of the stratotype of the Barremian. *Géologie Alpine, Série Spéciale ‘Colloques et excursions’* 7, 147–173.
- Vermeulen, J., Bert, D., Autran, G., 2002. Éléments pour la biostratigraphie ammonitique de l’Hauterivien terminal méditerranéen. *Riviera Scientifique* 86, 71–87.
- Vermeulen, J., Duijé, J.P., Lazarin, P., Leroy, L., Mascarelli, E., 2009. Nouvelles données taxinomiques sur la famille des Criceratitidae Gill, 1871 (Ancyloceratina, Ancyloceratoidea). *Riviera Scientifique* 92, 65–76.
- Voigt, S., Schönfeld, J., 2010. Cyclostratigraphy of the reference section for the Cretaceous white chalk of northern Germany, Lagerdorf-Kronsmoor: aq late Campanian–early Maastrichtian orbital time scale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287, 67–80.
- Weedon, G.P., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 274 pp.
- Weedon, G.P., Coe, A.L., Gallois, R.W., 2004. Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridge Clay (Late Jurassic), southern England. *Journal of the Geological Society, London* 161, 655–666.

Synthèse des principaux résultats

1. Cyclicité des indicateurs paléoclimatiques et rythmicité lithologique

1.1. Signification du signal de susceptibilité magnétique (SM)

La SM montre une anticorrélation nette avec la teneur en carbonate de calcium ($r=-0,94$ sur 202 échantillons traités). L'ordonnée à l'origine du diagramme de corrélation entre SM et teneur en carbonate de calcium indique une valeur de $9,7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Fig. 6.1). Cette valeur est proche des valeurs de l'illite et de la smectite (Hunt et al., 1995), dont les proportions sont majoritaires dans les cortèges argileux. Au final, les fluctuations de SM reflètent les fluctuations de teneur en carbonate de calcium dans le sédiment, le signal de SM étant principalement porté par les minéraux argileux paramagnétiques.

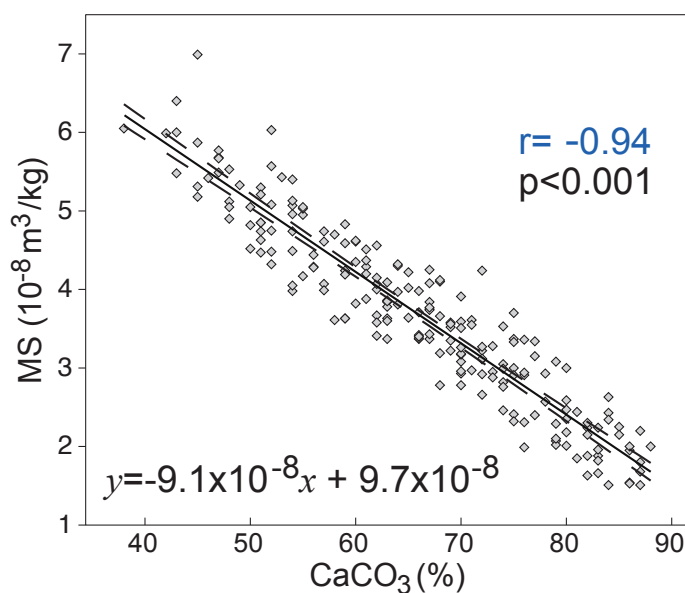


Fig. 6.1. Diagramme de corrélation entre la SM et la teneur en carbonate de calcium.

1.2. Conditions paléoenvironnementales conduisant aux alternances marne/calcaire

Les marnes sont systématiquement enrichies en illite, kaolinite et présentent de plus fortes valeurs de SM. À l'inverse, les bancs calcaires sont enrichis en I/S R0 et présentent de faibles valeurs de SM (Fig. 6.2a). Ces variations reflètent vraisemblablement des fluctuations périodiques des conditions de lessivage continental et des apports détritiques. Les marnes reflètent des conditions très hydrolysantes marquées par des apports détritiques importants, tandis que les calcaires se déposent dans des conditions moins hydrolysantes (semi-arides) marquées par de plus faibles apports détritiques. Ces fluctuations cycliques des conditions hydrolysantes avaient déjà été proposées dans le Bassin Vocontien (Cotillon et al., 1980 ; Deconinck & Chamley, 1983) et dans le Bassin de Basse-saxe (Mutterlose & Ruffell, 1999), ce qui indiquerait une réponse sédimentaire au forçage orbital en domaine hémipélagique similaire à l'échelle régionale.

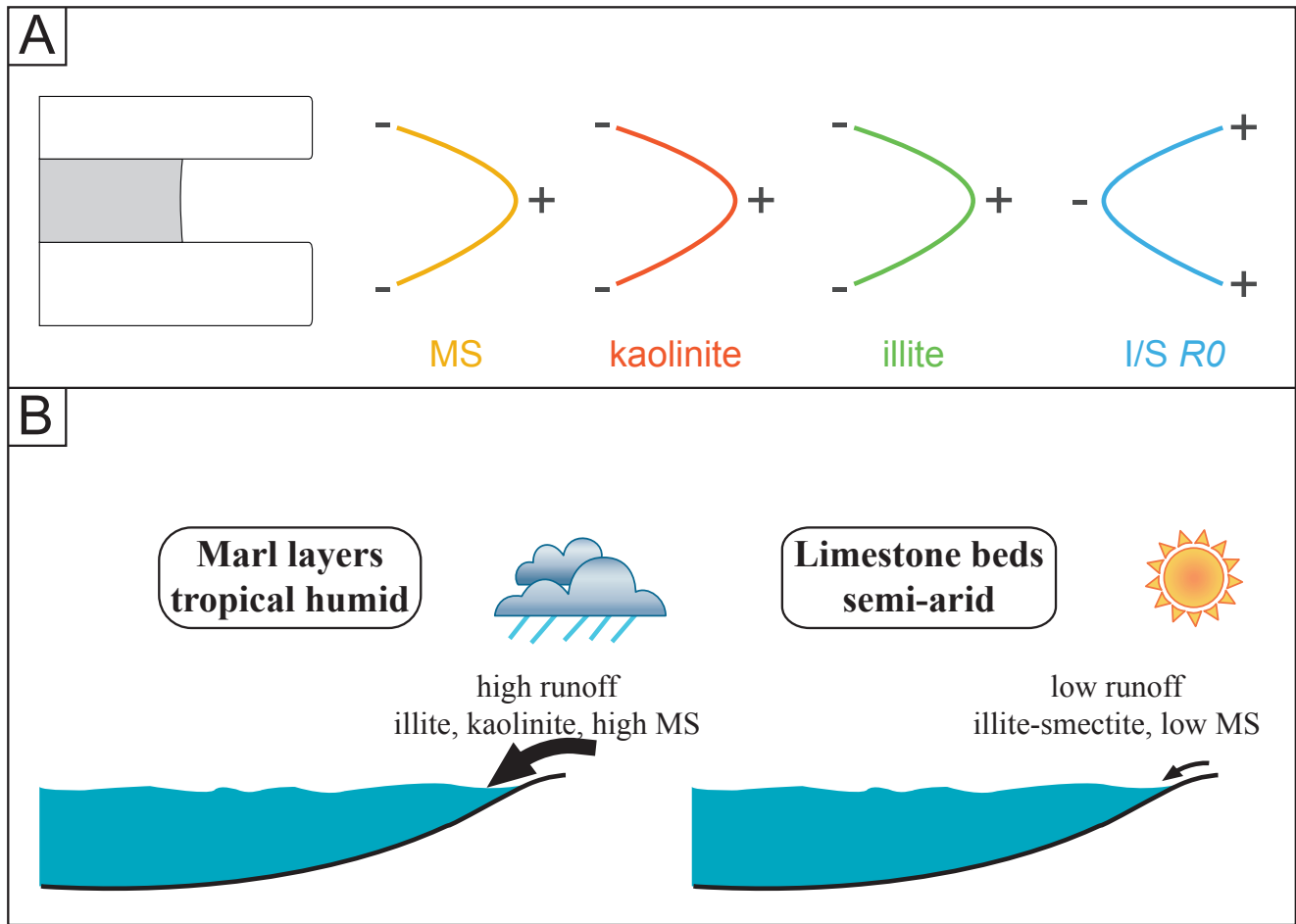


Fig. 6.2. A. Évolution de la susceptibilité magnétique et des cortèges argileux en fonction de la lithologie. B. Conditions d'hydrolyse et d'apports détritiques associées au dépôt des marnes et des calcaires (modifié d'après Mutterlose & Ruffell, 1999).

2. Potentiel des cortèges argileux comme outils de calibration astronomique

L'analyse spectrale sur cortèges argileux a permis l'identification des cycles de précession, obliquité et excentricité à 100 et 405 ka (Fig. 5 dans Moiroud et al., 2012). L'épaisseur des cycles observés correspond bien à celles observées à l'aide de la SM (Fig. 4 dans Martinez et al., 2012) et les estimations de durées des zones d'ammonites obtenues par calibration astronomique du rapport kaolinite/IS R0 sont cohérentes avec celles obtenues par calibration astronomique de la SM (Fig. 6.3). Les cortèges argileux répondent donc à un forçage orbital. Toutefois, les fluctuations des cortèges argileux sont aussi sensibles aux changements paléocéanographiques qui ont lieu au cours de l'événement Faraoni. Ainsi, l'événement Faraoni est marqué par de plus fortes teneurs en kaolinite et de plus faibles teneurs en IS R0, traduisant des conditions particulièrement hydrolysantes au cours de cet événement (Sauvage et al., 2013). Cet événement se marque sur le rapport kaolinite/IS R0 par un maximum du cycle E405kyr-1 décalé par rapport au maximum de ce même cycle observé sur le signal de SM (Fig. 6.4), conduisant à une légère sous-estimation de la durée de la zone à *P. ohmi* après calibration astronomique du rapport K/IS R0 (Fig. 6.3). Cette observation tendrait en outre à montrer que l'événement Faraoni n'est pas causé par un forçage orbital. Au contraire, cet événement paléocéanographique altère l'enregistrement orbital des cortèges argileux.

Au final, les cortèges argileux apparaissent être des indicateurs climatiques répondant aux différents paramètres orbitaux et peuvent être utilisées comme outil de calibration astronomique. Il est toutefois nécessaire de rester prudent sur les événements paléocéanographiques de courtes durées qui peuvent s'ajouter à l'enregistrement du forçage orbital.

Magnetic susceptibility & CaCO₃

Time (Myr)	Zonation (tethysian fauna)	
	Zone	Subzone
1	<i>T. hugii</i> 0.57 myr	<i>Ps. colombiana</i> 0.27 myr ----- <i>T. hugii</i> 0.30 myr
	<i>P. ohmi</i> 0.78 myr	<i>P. picteti</i> 0.44 myr ----- <i>P. catulloi</i> 0.26 myr ----- <i>P. ohmi</i> 0.08 myr
0		

Clay mineral ratios

Time (Myr)	Zonation (tethysian fauna)	
	Zone	Subzone
1	<i>T. hugii</i> 0.54 myr	<i>Ps. colombiana</i> 0.27 myr ----- <i>T. hugii</i> 0.27 myr
	<i>P. ohmi</i> 0.65 myr	<i>P. picteti</i> 0.39 myr ----- <i>P. catulloi</i> 0.19 myr ----- <i>P. ohmi</i> 0.07 myr
0		

Fig. 6.3. Propositions de durées des zones et sous-zones d'ammonites téthysiennes obtenues par calibration astronomique de la susceptibilité magnétique, du CaCO₃ et du rapport kaolinite/IS R0.

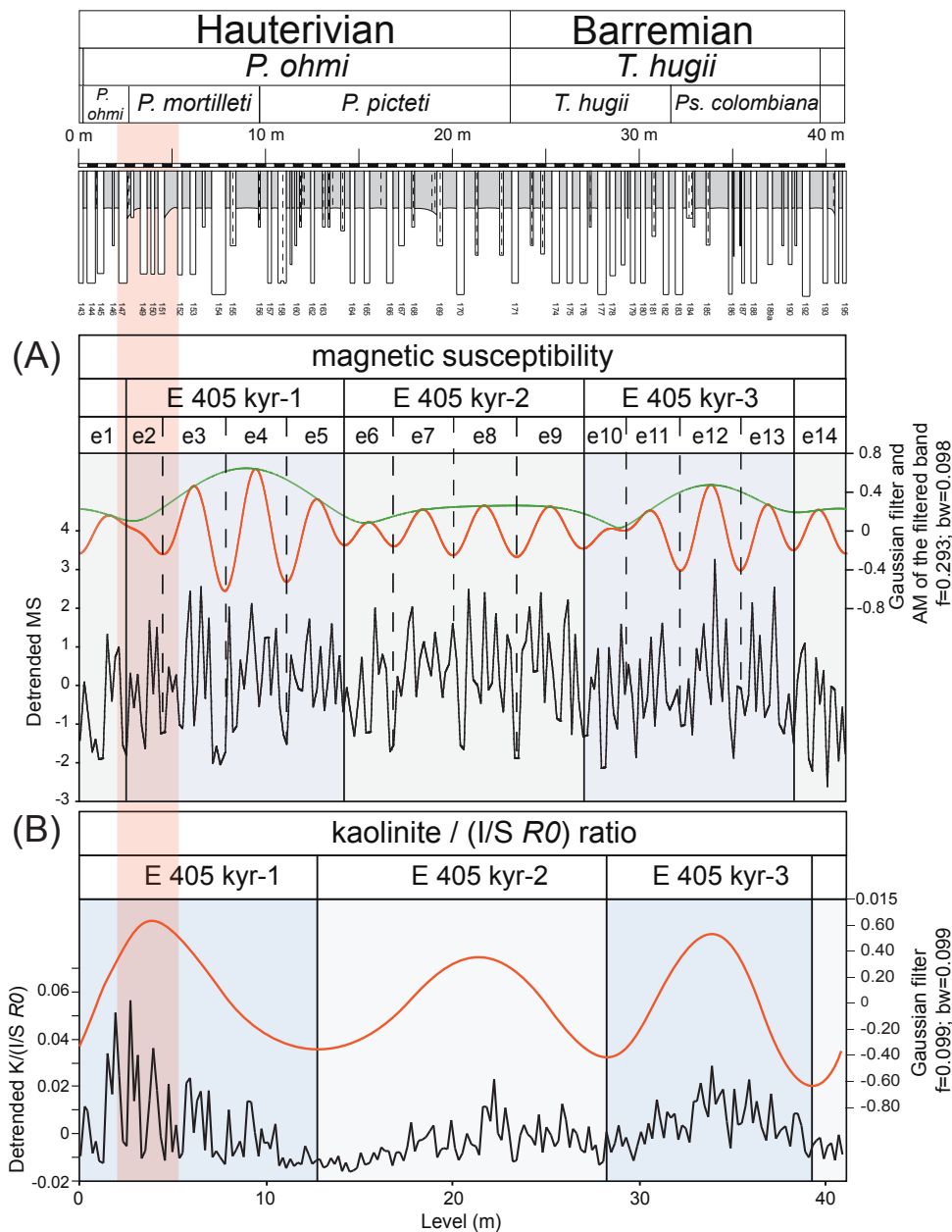


Fig. 6.4. Calibrations astronomiques de la coupe de Río Argos à la limite Hauterivien/Barremien à partir de la susceptibilité magnétique et du rapport kaolinite/IS R0.

Résumé du chapitre 6

- Une analyse multi-proxy comprenant susceptibilité magnétique (SM), teneur en carbonate de calcium et cortèges argileux a été conduite à la limite Hauterivien-Barrémien sur la coupe de Río Argos pour confirmer l'origine orbitale des alternances marnes-calcaires sur cet intervalle de la coupe.
- Le signal de susceptibilité magnétique est porté par les minéraux argileux paramagnétiques tandis que ses fluctuations sont liées aux variations des teneurs en CaCO_3 .
- Les interbancs marneux sont enrichis en kaolinite, illite et présentent de fortes valeurs de SM. Ceci reflète des conditions plus hydrolysantes et à un ruissellement plus important associés à de forts apports détritiques, ce qui conforte certains modèles de même type établis dans d'autres bassins.
- Les bancs calcaires sont enrichis en interstratifiés illite-smectite *R0* et présentent de faibles valeurs de SM, reflétant vraisemblablement des conditions semi-arides marquées par de faibles apports détritiques.
- Les analyses spectrales menées sur les différents indicateurs climatiques montrent un contrôle de la précession, obliquité et excentricité sur ces différents indicateurs
- De nouvelles durées sont proposées pour les zones d'ammonites à *P. ohmi* (0,78 Ma) et *T. hugii* (0,57 Ma). Ces données sont cohérentes selon les différents marqueurs minéralogiques et géophysiques utilisés.
- Par corrélation avec la coupe d'Angles (autre coupe de référence pour la limite Hauterivien-Barrémien), il semble que la coupe de Río Argos soit plus complète et apparaît comme un bon candidat au GSSP pour la limite Hauterivien-Barrémien.
- L'événement Faraoni a une durée estimée à 100-150 ka. Son occurrence semble être indépendante du forçage orbital. Au contraire, lors de l'événement Faraoni, les cortèges argileux sont perturbées durant cet événement ce qui fausse le signal orbital en comparaison de la SM et des teneurs en CaCO_3 . Toutefois, cette conclusion a besoin d'être étayée par une analyse sur un plus long intervalle de façon à identifier l'évolution des cycles orbitaux à long terme (ex : excentricité à 2,4 Ma).

Conclusions

-

Perspectives

Conclusions - Perspectives

Ce travail avait deux objectifs principaux : (i) proposer une durée pour les étages du Valanginien, de l'Hauterivien et de leurs biozones et (ii) offrir une meilleure compréhension des changements environnementaux à courts (<1 Ma) et à longs termes (<10 Ma) ayant lieu au Valanginien-Hauterivien.

À l'issue de ce travail, nous avons pu proposer une calibration astronomique du Valanginien et d'une partie de l'Hauterivien. L'estimation de la durée du Valanginien est basée sur des mesures de gamma-ray spectral effectuées tous les 20 cm sur cinq coupes du Bassin Vocontien bien datées par les données biostratigraphiques et ayant subi des influences diagénétiques différentes. Les analyses spectrales effectuées par multi-taper et spectrogrammes d'amplitude pondérés ont permis l'identification des cycles de la précession, de l'obliquité, et de l'excentricité à 100 ka, 405 ka et 2,4 Ma. Le cycle de 405 ka, dont la période est la plus stable durant le Mésozoïque, est enregistré sur l'ensemble du Valanginien, permettant d'estimer une durée de 5,08 Ma pour cet étage. Cette durée est en accord avec l'estimation de durée proposée pour le même intervalle de temps dans la Maiolica (Italie centrale) reflétant le potentiel de corrélation fine entre différentes coupes datées par des méthodes différentes (biostratigraphie, magnétostratigraphie...). Une intercalibration entre biostratigraphie, magnétostratigraphie, chimiostratigraphie et astrochronologie est ainsi proposée pour le Valanginien. La combinaison du cadre temporel proposé à l'issue de ce travail avec les âges radiométriques disponibles et les études cyclostratigraphiques disponibles pour le Berriasien et l'Hauterivien conduisent à une estimation de l'âge de l'initiation de l'événement Weissert d'environ -137 Ma. La mise en place des trapps du Paraná-Etendeka étant datée de $-134 \pm 0,8$ Ma (Janasi et al., 2011), il paraît improbable que l'initiation de l'événement Weissert soit lié à la crise volcanique du Paraná-Etendeka, contrairement à ce qui a été proposée par Erba et al. (2004). Le stockage de carbone organique continental associé à un déclin des plates-formes carbonatées pourrait être à l'origine de cette excursion des isotopes du carbone (Westermann et al., 2010). Par ailleurs, le cadre temporel proposé confirme la stabilisation des valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Celle-ci s'avère être concomitant avec une baisse des teneurs en kaolinite et une baisse du taux de sédimentation, traduisant un climat moins hydrolysant marqué par de faibles apports détritiques. La stabilisation des valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pourrait donc être lié à la mise en place de conditions beaucoup plus arides dans le Valanginien supérieur.

Les alternances marne/calcaire du Valanginien du Bassin Vocontien ne sont pas exclusivement contrôlées par la précession. La demi-précession et l'obliquité peuvent être par intermittence les cycles les mieux exprimés sur les rythmicités pélagiques. Notamment, le cycle de demi-précession est particulièrement bien exprimé dans le cycle V2. Ce cycle de 405 ka présente une forte amplitude et coïncide avec un maximum des teneurs en kaolinite enregistré sur cet intervalle (Morales et al., 2013), traduisant de fortes conditions hydrolysantes. La mise en place d'un régime de mousson plus intense est peut-être à l'origine de la forte expression du cycle de demi-précession sur cet intervalle.

L'obliquité est la mieux exprimée lorsque l'amplitude de l'excentricité à 405 ka est à son minimum sur les cycles V5 et V11. Elle est aussi la mieux exprimée entre les sous-zones à *O. (O.) nicklesi* et *C. furcillata*. Cet intervalle est marqué par des indices géochimiques, fauniques et sédimentaires traduisant une période plus froide, avec la possible mise en place de calottes polaires de faibles extensions. L'enregistrement de l'obliquité sur cet intervalle reflèterait alors un plus fort contrôle de la dynamique polaire sur les fluctuations climatiques globales.

L'existence d'une période de type icehouse au Valanginien supérieur n'est pas encore formellement démontrée, notamment parce qu'aucun indicateur paléoclimatique ne dépend exclusivement de la

température de l'eau de mer. L'intercalibration entre données de $\delta^{18}\text{O}$ et de Mg/Ca conduit à une forte augmentation du volume glace polaire vers la fin du Valanginien tandis que les reconstitutions de températures indiquent dans le même temps un réchauffement (McArthur et al., 2007). Cet apparent paradoxe provient peut-être du fait que le rapport Mg/Ca ne varie pas exclusivement en fonction de la température, comme le montrent les analyses Mg/Ca sur foraminifères benthiques dans le Cénozoïque (Cramer et al., 2011). Une analyse du rapport Li/Ca sur rostrum de bélemnites pourrait être utilisée comme indicateur d'alcalinité de l'eau de mer, et affiner les reconstitutions de températures sur cet intervalle de temps (Lear et al., 2006). Ce type d'axe de recherche constitue une perspective de ce travail.

L'Hauterivien a été étudié dans sa partie terminale sur la coupe de Río Argos, candidate au GSSP pour la limite Hauterivien-Barrémien, par une approche multi-proxies. Les cortèges argileux ont montré un enrichissement systématique des interbancs marneux en kaolinite et en illite tandis que les bancs calcaires sont systématiquement enrichis en interstratifiés illite-smectite R0. Ces fluctuations traduisent des conditions de ruissellement et des apports détritiques plus importants lors du dépôt des interbancs marneux, et sous des conditions climatiques plus contrastées, marquées par moins de ruissellement et d'apports détritiques lors du dépôt des bancs calcaires. La susceptibilité magnétique (SM) montre une très forte anticorrélation avec la teneur en CaCO_3 et de faibles valeurs qui indiquent que les minéraux argileux paramagnétiques portent le signal de SM, tandis que les fluctuations de SM sont portées les variations de teneur en CaCO_3 . Les analyses spectrales par multi-taper montrent un contrôle de la précession de l'obliquité et de l'excentricité sur la SM, la teneur en CaCO_3 et les cortèges argileux. Ces derniers ont montré qu'ils peuvent être utilisés à des fins de calibration orbitale, ce qui n'avait jamais été démontré auparavant. La présence d'événements paléocéanographiques majeurs, comme un OAE, peut perturber l'enregistrement des paramètres orbitaux terrestres par les cortèges argileux. Les calibrations orbitales menées à partir des différents proxies permet de proposer de durée de 0,78 Ma pour la zone à *P. ohmi*, de 0,57 Ma pour la zone à *T. hugii* et de 100 à 150 ka pour l'événement Faraoni.

Ces durées sont en accord avec les estimations de durées obtenues par des analyses cyclostratigraphiques dans le Sud-Est de la France et en Italie centrale (Bodin et al., 2006a ; Sprovieri et al., 2006). Un schéma de corrélation est proposé entre les coupes de Río Argos et Angles, autre coupe de référence l'Hauterivien terminal. Ces corrélations mettent en avant la coupe de Río Argos comme GSSP pour la limite Hauterivien/Barrémien.

La coupe de Río Argos est continue pour l'ensemble de l'Hauterivien supérieur. Des mesures de gamma-ray ont été effectuées sur l'ensemble de l'intervalle et sont en cours de traitement. Par ailleurs, des échantillons ont été prélevés avec un pas de 5 cm pour effectuer des mesures de SM sur l'ensemble de l'Hauterivien supérieur. De telles études pourraient permettre d'obtenir une durée fiable de l'Hauterivien supérieur, ce qui constitue une perspective de ce travail. Notamment, une calibration astronomique étendue à l'ensemble de l'Hauterivien supérieur pourrait permettre de replacer l'événement Faraoni dans une série constituée de plusieurs cycles de 405 ka. Un tel recul permettrait de tester l'hypothèse d'un impact des cycles orbitaux à long terme (cycle d'excentricité à 2,4 Ma) sur la mise en place de l'événement Faraoni, ce que nous n'avons pu observer au cours de cette étude, faute d'un enregistrement suffisamment long.

Bibliographie

Bibliographie

-A-

- Adhémar, J., 1842. Révolutions de la mer. Bachelier, Paris, 184 pp.
- Agassiz, L., 1840. Étude sur les glaciers. Jent & Gassmann, Neuchâtel, 346 pp.
- Aguado, R., Company, M. and Tavera, J.M., 2000. The Berriasian/Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehégín sections, SE Spain. *Cretaceous Research*, 21(1): 1-21.
- Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. and Litvak, V.D., 2008a. First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(1): 91-99.
- Aguirre-Urreta, M.B., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, R.M., Ogle, N. and Rawson, P.F., 2008b. Southern hemisphere early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 29(1): 87-99.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R. and Ottone, E.G., 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schawarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina Geological Society Special Publication*, London, 252, 57-81.
- Algeo, T.J. and Maynard, J.B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology*, 206(3-4): 289-318.
- Allen, P. and Wimbledon, W.A., 1991. Correlation of NW European Purbeck Wealden (nonmarine Lower Cretaceous) as seen from the English type-areas. *Cretaceous Research*, 12(5): 511-526.
- Applegate, J.L. and Bergen, J.A., 1988. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of sediments recovered from the Galicia Margin, ODP Leg 103. In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Texas A & M University, College Station, USA, pp. 293-348.
- Archuby, F.M., Wilmsen, M. and Leanza, H.A., 2011. Integrated stratigraphy of the Upper Hauterivian to Lower Barremian Agua de la Mula Member of the Agrio Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Acta Geologica Polonica*, 61(1): 1-26.
- Arthur, M.A., 1979. North Atlantic Cretaceous black shales: The record at site 398 and a brief comparison with other occurrences. In: Sibuet, J-C., Ryan, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 47(2). U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA, pp. 719-751.

-B-

- Baraboshkin, E.Y., Alekseev, A.S. and Kopaevich, L.F., 2003. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 196(1-2): 177-208.
- Barbarin, N., Bonin, A., Mattioli, E., Pucéat, E., Cappetta, H., Gréselle, B., Pittet, B., Vennin, E. and Joachimski, M., 2012. Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France). *Marine Micropaleontology*, 84-85: 37-53.
- Bartlett, M.S., 1966. *An Introduction to Stochastic Processes*. Cambridge University Press, Cambridge, 362 pp.
- Barron, E.J., 1985. Numerical climate modeling, a frontier in petroleum source rock prediction: Results based on Cretaceous simulations. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 69(3): 448-459.
- Barron, E.J., Arthur, M.A. and Kauffman, E.G., 1985. Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(4): 327-340.
- Batenburg, S.J., Sprovieri, M., Gale, A.S., Hilgen, F.J., Husing, S., Laskar, J., Liebrand, D., Lirer, F., Orue-Etxebarria, X., Pelosi, N. and Smit, J., 2012. Cyclostratigraphy and astronomical tuning of the Late Maastrichtian at Zumaia (Basque country, Northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 359: 264-278.
- Baudin, F., 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the 'Faraoni Event'. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1532-1540.
- Baudin, F., Bulot, L.G., Cecca, F., Coccioni, R., Gardin, S. and Renard, M., 1999. An equivalent of the «Faraoni Level» in the South-East of France, possible evidence for a late Hauterivian anoxic event in the Mediterranean Tethys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(4): 487-498.

- Baudin, F., Busnardo, R., Beltran, C., de Rafelis, M., Renard, M., Charollais, J. and Clavel, B., 2006. Enregistrement de l'événement anoxique Faraoni (Hauterivien supérieur) dans le domaine ultrahelvétique. *Revue de Paléobiologie*, 25(2): 525-535.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4): 624-657.
- Berger, A. and Loutre, M.F., 1994. Astronomical forcing through geological time. In: P.L. de Boer and D.G. Smith (Editors), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Special Publication. SEPM, Tulsa, pp. 15-24.
- Berger, A., Loutre, M.F. and Dehant, V., 1989. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature*, 342(6246): 133-133.
- Berger, A. and Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10: 291-317.
- Berger, A., Loutre, M.F. and Melice, J.L., 2006. Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. *Climate of the Past*, 2(2): 131-136.
- Berger, A.L., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12): 2362-2367.
- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M. and 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(4): 253-275.
- Blanc, E., 1996. Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien): chronostratigraphie et transferts des sédiments. *Geologie Alpine, Mémoire H.S.*, 25. Université Joseph Fourier, Grenoble, 313 pp.
- Blanc, E., Bulot, L.G. and Paicheler, J.C., 1994. Proposal of a stratotype for the Berriasian-Valanginian boundary - Montbrun-les-Bains, Drôme, SE France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 318(1): 101-108.
- Bodin, S., Fiet, N., Godet, A., Matera, V., Westermann, S., Clément, A., Janssen, N.M.M., Stille, P. and Föllmi, K.B., 2009. Early Cretaceous (late Berriasian to early Aptian) palaeoceanographic change along the northwestern Tethyan margin (Vocontian Trough, southeastern France): $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and Sr-isotope belemnite and whole-rock records. *Cretaceous Research*, 30(5): 1247-1262.
- Bodin, S., Godet, A., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Arnaud, H., Strasser, A., Fiet, N. and Adatte, T., 2006a. The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: Evidence from phosphorus burial rates. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 235(1-3): 245-264.
- Bodin, S., Godet, A., Matera, V., Steinmann, P., Vermeulen, J., Gardin, S., Adatte, T., Coccioni, R. and Föllmi, K.B., 2007. Enrichment of redox-sensitive trace metals (U, V, Mo, As) associated with the late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2): 327-341.
- Bodin, S., Godet, A., Vermeulen, J., Linder, P. and Föllmi, K.B., 2006b. Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian - Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99(2): 157-174.
- Bonin, A., Vennin, E., Pucéat, E., Guiraud, M., Arnaud-Vanneau, A., Adatte, T., Pittet, B. and Mattioli, E., 2012. Community replacement of neritic carbonate organisms during the late Valanginian platform demise: A new record from the Provence Platform. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 365-366: 57-80.
- Boulila, S., de Rafelis, M., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galbrun, B. and Collin, P.-Y., 2010a. Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoeceanic Tethyan domain (marl-limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 57-70.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A. and Collin, P.-Y., 2008a. High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl-limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). *Sedimentary Geology*, 203: 54-63.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.-Y., Ogg, J.G., Fortwengler, D. and Marchand, D., 2010b. Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research*, 22(5): 717-732.
- Boulila, S., Galbrun, B., Miller, K.G., Pekar, S.F., Browning, J.V., Laskar, J. and Wright, J.D., 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic «third-order» eustatic sequences. *Earth-Science Reviews*, 109(3-4): 94-112.
- Boulila, S., Hinnov, L.A., Huret, E., Collin, P.-Y., Galbrun, B., Fortwengler, D., Marchand, D. and Thierry, J., 2008b. Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequences of revising the Late Jurassic time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1-2): 40-51.

- Bown, P.R. and Concheyro, A., 2004. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton from the Neuquén Basin, Argentina. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4): 51-84.
- Bralower, T.J., 1990. Lower Cretaceous calcareous nannofossil stratigraphy of the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California. *Cretaceous Research*, 11(2): 101-123.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. and Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry and J. Hardenbol (Editors), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, USA, pp. 65-79.
- Bralower, T.J., Monechi, S. and Thierstein, H.R., 1989. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Marine Micropaleontology*, 14(1-3): 153-235.
- Bréhéret, J.-G. and Brumsack, H.-J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130: 205-228.
- Bretagnon, P., 1974. Long periodic terms in Solar-System. *Astronomy and Astrophysics*, 30(1): 141-154.
- Brunet, M.F. and Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, 87(B10): 8547-8560.
- Budyko, M.I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, 21: 611-619.
- Budyko, M.I., Ronov, A.B., Yanshin, A.L., 1987. *History of the Earth's Atmosphere*. Springer-Verlag, Berlin.
- Bulot, L.G., 1996. The Valanginian Stage, Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. *Bulletin Institut Royal Sciences Naturelles, Belgique, Brussels*, pp. 11-18.
- 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 H.S.*, 20: 15-41.
- Bulot, L.G., Thieuloy, J.P., Blanc, E. and Klein, J., 1992. Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France: Définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. *Géologie Alpine*, 68: 13-56.
- Busnardo, R., Thieuloy, J.-P. and Moullade, M., 1979. Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). *Les stratotypes français*, 6. Éditions du C.N.R.S., Paris.

-C-

- Cecca, F., Marini, A., Pallini, G., Baudin, F. and Bégouen, V., 1994. A guide level of the uppermost Hauterivian (Lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria-Marche Apennines (Central Italy): the Faraoni Level. *Rivista italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 99(4): 551-568.
- Chaboureaud, A.-C., Guillocheau, F., Robin, C., Rohais, S., Moulin, M. and Aslanian, D., In press. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*.
- Channell, J.E.T., Cecca, F. and Erba, E., 1995. Correlations of Hauterivian and Barremian (Early Cretaceous) stage boundaries to polarity chrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1-2): 125-140.
- Chough, S.K., Kwon, S.T., Ree, J.H. and Choi, D.K., 2000. Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view. *Earth-Science Reviews*, 52(1-3): 175-235.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, 74: 829-836.
- Coccioni, R., Baudin, F., Cecca, F., Chiari, M., Galeotti, S., Gardin, S. and Salvini, G., 1998. Integrated stratigraphic, palaeontological, and geochemical analysis of the uppermost Hauterivian Faraoni Level in the Fiume-Bosso section, Umbria-Marche Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, 19: 1-23.
- Coccioni, R., Luciani, V. and Marsili, A., 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleoeological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 235(1-3): 66-92.
- Company, M., Aguado, R., Sandoval, J., Tavera, J.M., de Cisneros, C.J. and Vera, J.A., 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, early Cretaceous). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 224(1-3): 186-199.
- Company, M., Fözy, I., Sandoval, J. and Tavera, J.M., 2006. *Deitanites* n.g. and other related ammonites. Their significance

- within the family Holcodiscidae (Lower Cretaceous, Mediterranean region). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 2006, 1-14.
- Company, M., Sandoval, J. and Tavera, J.M., 2003. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Geobios*, 36(6): 685-694.
- Company, M., Sandoval, J., Tavera, J.M., Aoutem, M. and Ettachfini, M., 2008. Barremian ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco – biostratigraphy and palaeobiogeography. *Cretaceous Research*, 29: 9-26.
- Cooley, J.W. and Tukey, J.W., 1965. An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. *Mathematics of Computation*, 19(90): 297-301.
- Cotillon, P., 1987. Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. *Marine Geology*, 78: 109-123.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C. and Jautée, E., 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 22(5): 735-744.
- Cotillon, P. and Rio, M., 1984. Cyclic Sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). In: Buffler, R.T., Schlager, W., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 77. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., USA: 339-376.
- Courtillot, V.E. and Renne, P.R., 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1): 113-140.
- Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J. and Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous-Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta O-18$ and Mg/Ca) with sea level history. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 116.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R. and Hladil, J., 1997. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20: 167-175.
- Croll, J., 1867a. On the change in the obliquity of the ecliptic, its influence on the climate of the polar regions and on the level of the sea. *Philosophical Magazine Series 4*, 33(225): 426-445.
- Croll, J., 1867b. On the excentricity of the Earth's orbit, and its physical relations to the glacial epoch. *Physical Magazine Series 4*, 33(221): 119-131.
- Crucifix, M., Loutre, M.F. and Berger, A., 2006. The climate response to the astronomical forcing. *Space Science Reviews*, 125(1-4): 213-226.

-D-

- Darmedru, C., 1984. Sedimentation-rate variations and climatic oscillations during alternating beds of limestone and marl deposits - Vocontian Upper Valanginian example (Southeast France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26(1): 63-70.
- Darmedru, C., Cotillon, P. and Rio, M., 1982. Climatic and biologic rhythms in marine pelagic realm - their relationships in Cretaceous alternating beds from the Vocontian Basin (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24(3): 627-640.
- De Vleeschouwer, D., Da Silva, A.C., Boulvain, F., Crucifix, M. and Claeys, P., 2012. Precessional and half-precessional climate forcing of Mid-Devonian monsoon-like dynamics. *Climate of the Past*, 8(1): 337-351.
- Dearing, J.A., 1999. Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System, 2nd Edition, Witney, UK, 54 pp.
- Deconinck, J.-F., 1987. Respective influence of detrital supply and diagenesis on clay associations - example of the Early Cretaceous marl-limestone alternations of the Sub-alpine area (Southeast France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(1): 139-145.
- Deconinck, J.-F., 1992. Sédimentologie des argiles dans le Jurassique-Crétacé d'Europe occidentale et du Maroc, Université de Lille I, unpublished, 248 pp.
- Deconinck, J.-F. and Chamley, H., 1983. Héritage et diagenèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 297(7): 589-594.

- Deconinck, J.-F., Debrabant, P., 1985. Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 26: 321-330.
- Deconinck, J.-F., Hesselbo, S.P., Debuisser, N., Averbuch, O., Baudin, F. and Bessa, J., 2003. Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). *International Journal of Earth Sciences*, 92(2): 255-266.
- Dellisanti, F., Pini, G.A. and Baudin, F., 2010. Use of T-max as a thermal maturity indicator in orogenic successions and comparison with clay mineral evolution. *Clay Minerals*, 45(1): 115-130.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Duchamp-Alphonse, S., 2006. Changements paléoenvironnementaux et production carbonatée hémipélagique de la marge nord-ouest téthysienne durant le Valanginien: approches minéralogique, micropaléontologique et géochimique, Université de Paris-Sud, Paris XI, unpublished, 305 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(1-2): 132-151.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L. and Waelbroeck, C., 2002. Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleooceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 315-330.
- Dutour, A., 2005. Biostratigraphie, évolution et renouvellements des ammonites de l'Aptien supérieur (Gargasien) du bassin vocontien (Sud-Est de la France), Université Claude Bernard, Lyon, 302 pp.

-E-

- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. and Young, R.H., 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28: 1135-1138.
- Emmanuel, L. and Renard, M., 1993. Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Tithonian - Berriasian pelagic limestones of the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 17(1): 205-221.
- Erba, E., Bartolini, A. and Larson, R.L., 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, 32(2): 149-152.
- Erba, E. and Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO_2 , and anoxia. *Paleoceanography*, 19(1), PA1008.
- Evans, M.E. and Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism. Principles and Applications*. Academic Press, San Diego, California, USA, 299 pp.

-F-

- Faraoni, P., Flore, D., Agostino, M., Pallini, G. and Pezzoni, N., 1997. Valanginian and early Hauterivian ammonite successions in the Mt Catria group (Central Apennines) and in the Lessini Mts (Southern Alps), Italy. *Palaeopelagos*, 7: 59-100.
- Fesneau, C., 2008. Enregistrement des changements climatiques dans le domaine téthysien au Valanginien. PhD Thesis, Université de Bourgogne, unpublished, 339 pp.
- Fesneau, C., Deconinck, J.-F., Pellenard, P. and Reboulet, S., 2009. Evidence of aerial volcanic activity during the Valanginian along the northern Tethys margin. *Cretaceous Research*, 30(3): 533-539.
- Fienga, A., Laskar, J., Kuchynka, P., Manche, H., Desvignes, G., Gastineau, M., Cognard, I. and Theureau, G., 2011. The INPOP10a planetary ephemeris and its applications in fundamental physics. *Celestial Mechanics & Dynamical Astronomy*, 111(3): 363-385.

- Fiet, N. and Gorin, G., 2000. Lithological expression of Milankovitch cyclicity in carbonate-dominated, pelagic, Barremian deposits in central Italy. *Cretaceous Research*, 21(4): 457-467.
- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L.G. and Gillot, P.Y., 2006. Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4): 407-417.
- Fischer, A.G., D'Argenio, B., Premoli Silva, I., Weissert, H. and Ferreri, V., 2004. Cyclostratigraphic approach to Earth's history: an introduction. In: B. D'Argenio, A.G. Fischer, I. Premoli Silva, H. Weissert and V. Ferreri (Editors), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 5-13.
- Flögel, S., Beckmann, B., Hofmann, P., Bornemann, A., Westerhold, T., Norris, R.D., Dullo, C. and Wagner, T., 2008. Evolution of tropical watersheds and continental hydrology during the Late Cretaceous greenhouse: impact on marine carbon burial and possible implications for the future. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1-2): 1-13.
- Föllmi, K.B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230-257.
- Föllmi, K.B., Bôle, M., Jammet, N., Froidevaux, P., Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D. and Spangenberg, J.E., 2012. Bridging the Faraoni and Selli oceanic anoxic events: late Hauterivian to early Aptian dysaerobic to anaerobic phases in the Tethys. *Climate of the Past*, 8(1): 171-189.
- Föllmi, K.B. and Godet, A., 2013. Palaeoceanography of Lower Cretaceous Alpine platform carbonates. *Sedimentology*, 60(1): 131-151.
- Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S. and Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography*, 21(4), PA4211.
- Föllmi, K.B., 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(6): 729-746.
- Frakes, L.A. and Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, 333(6173): 547-549.
- Frankignoul, C. and Hasselmann, K., 1977. Stochastic climate models .2. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29: 289-305.

-G-

- García-Hernandez, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. and Vera, J.A., 1980. Mesozoic paleogeographic evolution of the External Betic Cordillera. *Geologie in Mijnbouw*, 59: 155-168.
- Gardin, S., 2008. Chapter 3. The nannofossil succession of La Charce across the Valanginian-Hauterivian boundary. *Guidebook for post-congress fieldtrip in the Vocontian Basin, SE France (September 11-13, 2008)*: 11-13.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, 40: 1003.
- Ghirardi, J., 2012. Analyse minéralogique et cyclostratigraphique à la limite Aptien inférieur-supérieur du Bassin Vocontien (coupe de Serre-Chaitieu, Diois, SE France), Université de Bourgogne, Dijon, France, 50 pp.
- Gilbert, G.K., 1895. Sedimentary Measurement of Cretaceous Time. *The Journal of Geology*, 3(2): 121-127.
- Giraud, F., 1995. Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir du signal carbonaté des séries pélagiques alternantes. Application au Crétacé inférieur du Sud-est de la France (bassin Vocontien), de l'Atlantique central (site 534 DSDP) et du Golfe du Mexique (site 535 DSDP). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 134, Lyon, 279 pp.
- Giraud, F., Beaufort, L. and Cotillon, P., 1995. Periodicities of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontian Trough : a strong obliquity control. *Geological Society, London, Special Publications*, 85(1): 143-164.
- Godet, A., Bodin, S., Föllmi, K.B., Vermeulen, J., Gardin, S., Fiet, N., Adatte, T., Berner, Z., Stuben, D. and 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.
- 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.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier BV, Amsterdam, 1176 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G., 2004. *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- 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*, 306(1-2): 41-57.
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S.A., Baraboshkin, E.Y., Mutterlose, J. and 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.
- Guiraud, R. and Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2): 153-168.

-H-

- Habib, D., 1979. Sedimentary origin of north Atlantic Cretaceous palynofacies. In: M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan (Editors), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Palaeoenvironment*. Maurice Ewing Series. AGU, Washington D. C., pp. 420-437.
- Hagelberg, T.K., Bond, G. and Demenocal, P., 1994. Milankovitch band forcing of sub-Milankovitch climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*, 9(4): 545-558.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.-C. and Vail, P.R., 1998. Mesozoic and cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail and M.B. Farley (Editors), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication, 60. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, USA, pp. 3-14.
- Hasselmann, K., 1976. Stochastic climate models .1. Theory. *Tellus*, 28(6): 473-485.
- Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J., 1976. Variations in Earth's orbit - pacemaker of ice ages. *Science*, 194(4270): 1121-1132.
- Hennig Fischer, S., 2003. Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region, ETH Zürich, unpublished, 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.
- Herbert, T.D. and Fischer, A.G., 1986. Milankovitch origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in Central Italy. *Nature*, 321(6072): 739-743.
- Hilgen, F.J., Aziz, H.A., Krijgsman, W., Raffi, I. and Turco, E., 2003. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 199(3-4): 229-264.
- Hill, A.J., 1995. Duntroon Basin. In: J.F. Drexel and W.V. Preiss (Editors), *The Geology of South Australia*, Vol. 2, *The Phanerozoic*. South Australia Geological Survey Bulletin, pp. 138-141.
- Hinnov, L.A., 2000. New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 419-475.
- Hinnov, L.A. and Hilgen, F.J., 2012. Cyclostratigraphy and Astrochronology. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (Editors), *The Geologic Time Scale 2012 volume 1*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-84.
- Hinnov, L.A. and Ogg, J.G., 2007. Cyclostratigraphy and the astronomical time scale. *Stratigraphy*, 4(2-3): 239-251.
- Hinnov, L.A., Schulz, M. and Yiou, P., 2002. Interhemispheric space-time attributes of the Dansgaard-Oeschger oscillations between 100 and 0 ka. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1213-1228.
- Hoedemaeker, P.J., 1998. Berriasian-Barremian sequences in the Río Argos succession near Caravaca de la Cruz (Southeast

- Spain) and their correlation with some sections in Southeast France. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R. (Editors), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publications, Tulsa, 60, pp. 423-444.
- Hoedemaeker, P.J. and Herengreen, G.F.W., 2003. Correlation of Tethyan and Boreal Berriasian - Barremian strata with emphasis on strata in the subsurface of the Netherlands. *Cretaceous Research*, 24(3): 253-275.
- Hoedemaeker, P.J. and Leereveld, H., 1995. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian-Lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Rio Argos succession, Caravaca, SE Spain. *Cretaceous Research*, 16(2-3): 195-230.
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragán, R., Company, M., González Arreola, C., Klein, J., Lukedener, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vašíček, Z., Vermeulen, J. and Wippich, M.G.E., 2003. Report of 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.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société Géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq, 136 pp.
- Huang, C.J., Hesselbo, S.P. and Hinnov, L., 2010. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1-2): 242-255.
- Huang, C.M., Retallack, G.J. and Wang, C.S., 2012. Early Cretaceous atmospheric pCO₂ levels recorded from pedogenic carbonates in China. *Cretaceous Research*, 33(1): 42-49.
- Huang, Z., Ogg, J.G. and Gradstein, F.M., 1993. A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic-Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Paleoceanography*, 8(2): 275-291.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. and Banerjee, S. K., 1995. Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In: Ahrens, T.J. (Editor), *Rock Physics and Phase Relations : A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf, 3. American Geophysical Union, Washington DC, USA, pp. 189-204.
- Husson, D., Galbrun, B., Laskar, J., Hinnov, L.A., Thibault, N., Gardin, S. and Locklair, R.E., 2011. Astronomical calibration of the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4): 328-340.

-I-

- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A. (Editor), *Milankovitch and Climate*. D. Reidel Pub. Co., Norwell, pp. 269-305.

-J-

- Janasi, V.D., de Freitas, V.A. and Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapeco-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2): 147-153.
- Janssen, N.M.M., 2009. Mediterranean Neocomian belemnites, part 3: Valanginian–Hauterivian belemnites. *Notebooks on Geology*, Brest, Memoir 2009/01, CG2009_M01.
- Janssen, N.M.M. and Clément, A., 2002. Extinction and renewal patterns among Tethyan belemnites in the Verrucosum Subzone (Valanginian) of southeast France. *Cretaceous Research*, 23(4): 509-522.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G. and Parize, O., 1989. Submarine valleys evidence Lower Cretaceous tilted block activity in the Vocontian Basin (SE France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 309(10): 1031-1038.
- Jouchoux, A., 1984. Minéralogie et géochimie des sédiments pélagiques alternants calcaire-marne du Crétacé inférieur du bassin vocontien (sud-est de la France) et du Site 535 du D.S.D.P. (sud-est du golfe du Mexique). PhD Thesis, Université Claude Bernard, Lyon, 182 pp.
- Jud, R., 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the western Tethys, Université de Lausanne, Lausanne.

-K-

- Kemper, E., Rawson, P.F. and Thieuloy, J.-P., 1981. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of North-West Europe. *Palaeontology*, 24(2): 251-311.
- Kirstein, L.A., Kelley, S., Hawkesworth, C., Turner, S., Mantovani, M. and Wijbrans, J., 2001. Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South Atlantic. *Journal of the Geological Society*, 158(4): 583-592.
- Kujau, A., Heimhofer, U., Ostertag-Henning, C., Gréselle, B. and Mutterlose, J., 2012. No evidence for anoxia during the Valanginian carbon isotope event-An organic-geochemical study from the Vocontian Basin, SE France. *Global and Planetary Change*, 92-93: 92-104.
- Kuroda, J., Ogawa, N.O., Tanimizu, M., Coffin, M.F., Tokuyama, H., Kitazato, H. and Ohkouchi, N., 2007. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1-2): 211-223.
- Kutek, J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 186: 213-236.

-L-

- Lagrange, J.-L., 1781. *Oeuvres complètes t. V*. Gauthier-Villars, Paris.
- Lagrange, J.-L., 1782. *Oeuvres complètes, t. V*. Gauthier-Villars, Paris.
- Lamas, F., Irigaray, C., Oteo, C. and Chacon, J., 2005. Selection of the most appropriate method to determine the carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls. *Engineering Geology*, 81(1): 32-41.
- Laskar, J., 1984. *Théorie générale planétaire: Eléments orbitaux des planètes sur 1 million d'années*, Observatoire de Paris, Paris, 149 pp.
- Laskar, J., 1989. A numerical experiment on the chaotic behavior of the Solar-System. *Nature*, 338(6212): 237-238.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the Solar-System: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 88(2): 266-291.
- Laskar, J., 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 357(1757): 1735-1759.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M. and Manche, H., 2011. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532: A89.
- Laskar, J., Joutel, F. and Robutel, P., 1993. Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon. *Nature*, 361(6413): 615-617.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. and Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1): 261-285.
- Le Hégarat, G., 1971. *Le Berriasien du sud-est de la France*. Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, Lyon, 576 pp.
- Le Verrier, U.J., 1856. *Recherches astronomiques, t. 2*. Annales de l'Observatoire impérial de Paris. Mallet-Bachelet, Paris.
- Lear, C.H., Mawbey, E.M. and Rosenthal, Y., 2010. Cenozoic benthic foraminiferal Mg/Ca and Li/Ca records: Toward unlocking temperatures and saturation states. *Paleoceanography*, 25.
- Lear, C.H. and Rosenthal, Y., 2006. Benthic foraminiferal Li/Ca: Insights into Cenozoic seawater carbonate saturation state. *Geology*, 34(11): 985-988.
- Lear, C.H., Rosenthal, Y., Coxall, H.K. and Wilson, P.A., 2004. Late Eocene to early Miocene ice sheet dynamics and the global carbon cycle. *Paleoceanography*, 19(4).
- Levert, J. and Ferry, S., 1988. A complex clay diagenesis in the Mesozoic French Subalpine Basin as revealed by mapping of clay assemblages along isochronous levels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(6): 1029-1038.
- 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(3): 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*, 4(3): 169-172.
- Locklair, R.E. and Sageman, B.B., 2008. Cyclostratigraphy of the Upper Cretaceous Niobrara Formation, Western Interior, USA: a Coniacian-Santonian orbital timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 269: 539-552.

- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J. and Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg and A.G. Smith (Editors), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409-440.
- Loyd, C.R., 1982. The mid-Cretaceous Earth: Paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation. *The Journal of Geology*, 90(4), 393-413.

-M-

- Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Tejada, M.L.G., Sager, W.W. and Bralower, T.J., 2005. Jurassic-Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. *Geology*, 33(3): 185-188.
- Malartre, F., 1994. *Stratigraphie séquentielle du Crétacé supérieur du Bassin Vocontien Occidental (Sud-Est France)*. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, 131, Lyon, 217 pp.
- Mann, M.E. and Lees, J.M., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change*, 33(3): 409-445.
- Mann, M.E. and Park, J., 1993. Spatial correlations of interdecadal variation in global surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 20: 1055-1058.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. and Puga-Bernabéu, A., 2009. History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic-Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, 216(3-4): 80-90.
- Martinez, M., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Reboulet, S. and Riquier, L., 2013. Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376: 91-102.
- Martinez, M., Pellenard, P., Deconinck, J.F., Monna, F., Riquier, L., Boulila, S., Moiroud, M. and Company, M., 2012. An orbital floating time scale of the Hauterivian/Barremian GSSP from a magnetic susceptibility signal (Río Argos, Spain). *Cretaceous Research*, 36: 106-115.
- Masse, J.P. and Fenerci-Masse, M., 2008. Time contrasting palaeobiogeographies among Hauterivian-Lower Aptian rudist bivalves from the Mediterranean Tethys, their climatic control and palaeoecological implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 269(1-2): 54-65.
- Mayer, H. and Appel, E., 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the Early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research*, 20: 189-214.
- Maurer, F., Hinnov, L.A., Schlager, W., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. and Ferreri, V., 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). In: d'Argenio, B. (Editor), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*, SEPM Special Publications, Tulsa, 81, pp. 83-99.
- Max, J., Diot, M. and Bigret, R., 1986. Les analyseurs de spectre à FFT et les analyseurs de spectre à corrélation. *Traitement du Signal*, 3(4-5): 241-256.
- 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, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 248(3-4): 391-430.
- Melinte, M. and Mutterlose, J., 2001. A Valanginian (Early Cretaceous) 'boreal nannoplankton excursion' in sections from Romania. *Marine Micropaleontology*, 43(1-2): 1-25.
- Melinte-Dobrinescu, M.C. and Roban, R.D., 2011. Cretaceous anoxic-oxic changes in the Moldavids (Carpathians, Romania). *Sedimentary Geology*, 235(1-2): 79-90.
- Meyers, S.R. and Sageman, B.B., 2004. Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(1-2): 55-72.
- Meyers, S.R. and Sageman, B.B., 2007. Quantification of deep-time orbital forcing by average spectral misfit. *American Journal of Science*, 307(5): 773-792.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. and Hinnov, L.A., 2001. Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 628-644.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. and Pagani, M., 2008. Resolving Milankovitch: consideration of signal and noise. *American*

Journal of Science, 308: 770-786.

- Milankovitch, M., 1920. *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*. Gauthier-Villars, Paris, 340 pp.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem*. Serbian Academy of Science, Belgrade, 633 pp.
- Misumi, K., Yamanaka, Y. and Tajika, E., 2009. Numerical simulation of atmospheric and oceanic biogeochemical cycles to an episodic CO₂ release event: Implications for the cause of mid-Cretaceous Ocean Anoxic Event-1a. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2): 316-323.
- Mitchell, R.N., Bice, D.M., Montanari, A., Cleaveland, L.C., Christianson, K.T., Coccioni, R. and Hinnov, L.A., 2008. Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli Level (OAE 2). *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1): 1-16.
- Moiroud, M., Martinez, M., Deconinck, J.-F., Monna, F., Pellenard, P., Riquier, L. and Company, M., 2012. Clay mineralogy as a proxy for orbital tuning : Example of the Hauterivian-Barremian transition in the Betic Cordillera (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 282: 336-346.
- Moore, D.M. and Reynolds, R.C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 332 pp.
- Morales, C., Gardin, S., Schnyder, J., Spangenberg, J., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Adatte, T. and Föllmi, K.B., 2013. Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentology*, 60(1): 36-63.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P. and Unternehr, P., 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo Project). *Geophysical Journal International*, 162(3): 793-810.
- Moulin, M., Aslanian, D. and Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2): 1-37.
- Munnecke, A., Westphal, H., Elrick, M. and Reijmer, J.J.G., 2001. The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. *International Journal of Earth Sciences*, 90(4): 795-812.
- Mutterlose, J., 1996. The Hauterivian Stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique - Sciences de la Terre*, 66: 19-24.
- Mutterlose, J. and Bornemann, A., 2000. Distribution and facies patterns of Lower Cretaceous sediments in northern Germany: a review. *Cretaceous Research*, 21(6): 733-759.
- Mutterlose, J. and Ruffell, A., 1999. Milankovitch-scale palaeoclimate changes in pale-dark bedding rhythms from the Early Cretaceous (Hauterivian and Barremian) of eastern England and northern Germany. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 154(3): 133-160.
- Myers, K.J., Wignall, P.B., 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks — new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In: Legget, J.K. and Zuffa, G.G. (Editors.), *Marine Clastic Environments: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, pp. 172-189.

-N-

- Nakanishi, M., Tamaki, K. and Kobayashi, K., 1989. Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the Northwestern Pacific. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 94(B11): 15437-15462.
- Nakanishi, M., Tamaki, K. and Kobayashi, K., 1992. Magnetic anomaly lineations from the Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean. *Geophysical Journal International*, 109(3): 701-719.
- Nunn, E.V., Price, G.D., Gröcke, D.R., Baraboshkin, E.Y., Leng, M.J. and 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.

-O-

- O'Connor, J.M. and Duncan, R.A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge Rio Grande Rise Hot-Spot system: implications for African and South-American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 95(B11): 17475-17502.
- Ogg, J.G. and Hinnov, L.A., 2012. Cretaceous. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz and G.M. Ogg (Editors), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, pp. 793-853.
- Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M., 2008. *The Concise Geologic Time Scale*, Cambridge, 184 pp.
- Ogg, J.G. and Smith, A.G., 2004. The geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. (Editors), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63-86.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Company, M. and Tavera, J.M., 1988. Magnetostratigraphy across the Berriasian-Valanginian stage boundary (Early Cretaceous), at Cehegin (Murcia Province, Southern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1-2): 205-215.
- Olsen, P.E. and Kent, D.V., 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the Early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357: 1761-1786.

-P-

- Paillard, D., Labeyrie, L. and Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, pp. 379.
- Park, J., Herbert, T.D., 1987. Hunting for paleoclimatic periodicities in a geologic time-series with an uncertain time scale. *Journal of Geophysical Research*, 92,;14027-14040.
- Park, J., Oglesby, R.J., The effect of orbital cycles on Late and Middle Cretaceous climate : a comparative general circulation model study. In : de Boer, P.L. and Smith, D.G. (Editors), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. SEPM Special Publication, 19. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, USA, pp. 509-530.
- Pauly, S., Mutterlose, J. and Alsen, P., 2012. Early Cretaceous palaeoceanography of the Greenland-Norwegian Seaway evidenced by calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 90-91: 72-85.
- Pernet, O., 1983. La Transgression de la base du Crétacé sur la bordure sud-est du bassin de Paris (Valanginien, Hauterivien, Barrémien): stratigraphie, sédimentologie. PhD Thesis, Université de Bourgogne, unpublished, 135 pp.
- Pilgrim, L., 1904. Versuch einer rechnerischen behandlung des eiszeitenproblems. *Jahreshefte fur vaterlandische Naturkunde in Wurttemberg*, 60.
- Platt, N.H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis - Sedimentology and origin of palustrine deposits from the early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36(4): 665-684.
- Podlaha, O.G., Mutterlose, J. and Veizer, J., 1998. Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, 298: 324-347.
- Pontécoulant, G. de, 1834. *Théorie Analytique du Système du Monde*, t. III. Bachelier, Paris, pp. 558.
- Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48(3): 183-210.
- Price, G.D., Fözy, I., Janssen, N.M.M. and Pálffy, J., 2011. Late Valanginian-Barremian (Early Cretaceous) palaeotemperatures inferred from belemnite stable isotope and Mg/Ca ratios from Bersek Quarry (Gerecse Mountains, Transdanubian Range, Hungary). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 305(1-4): 1-9.
- Price, G.D. 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.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M. and Mutterlose, J., 2000. Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian-mid-Hauterivian). *Journal of the Geological Society*, 157(2): 335-343.
- Pucéat, E., Lécuyer, 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. *Paleoceanography*, 18: 1029.

-Q-

- Quirein, J.A., Gardner, J.S. and Watson, J.T., 1982. Combined Natural Gamma-Ray Spectral Litho-density Measurements Applied to Clay Mineral Identification. AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, 66(9): 1446-1446.

-R-

- Rampino, M.R., Prokoph, A., Adler, A., 2000. Tempo of the end-Permian event: high-resolution cyclostratigraphy at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 28: 643-646.
- Rawson, P.F., 1994. Sea-level changes and their influence on ammonite biogeography in the European Early Cretaceous. *Palaeopelagos Special Publications*, 1: 317-326.
- Reboullet, 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. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 137, Lyon, 371 pp.
- Reboullet, S. and Atrops, F., 1995. Rôle du climat sur les migrations et la composition des peuplements d'ammonites du Valanginien supérieur du bassin vocontien (SE de la France). *Geobios*, 28: 357-365.
- Reboullet, S. and Atrops, F., 1997. Quantitative variations in the Valanginian ammonite fauna of the Vocontian Basin (southeastern France) within limestone-marl cycles and within parasequence sets. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 135: 145-155.
- Reboullet, S. and Atrops, F., 1999. Comments and proposals about the Valanginian-Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2): 183-197.
- Reboullet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vašiček, Z. and Vermulen, 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.
- Reboullet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero, D. and 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(1-2): 113-139.
- Reboullet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A., Aguirre-Urreta, M.B., Barragán, R., Bogomolov, Y., Company, M., González-Arreola, C., Stoyanova, V.I., Lukeneder, A., Matrimon, B., Mitta, V., Randrianaly, H., Vašiček, Z., Baraboshkin, E.J., Bert, D., Bersac, S., Bogdanova, T.N., Bulot, L.G., Latil, J.L., Mikhailova, I.A., Ropolo, P. and Szives, O., 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the «Kilian Group» (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research*, 32(6): 786-793.
- Reháková, D., 2000. Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geologica Carpathica*, 51(4): 229-243.
- Reynolds, R.L. and King, J.W., 1995. Magnetic records of climate-change. *Reviews of Geophysics* 33, 101-110.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic Bedding: a Model for Marl-Limestone Alternations. *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin, 210 pp.
- Riquier, L., Averbuch, O., Devleeschouwer, X. and Tribouillard, N., 2010. Diagenetic versus detrital origin of the magnetic susceptibility variations in some carbonate Frasnian-Famennian boundary sections from Northern Africa and Western Europe: implications for paleoenvironmental reconstructions. *International Journal of Earth Science*, 99: S57-S73.
- Rio, M., Ferry, S. and Cotillon, P., 1989. Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 309: 73-79.
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth's climate: Past and future*. W. H. Freeman and Company, New York, 465 pp.

-S-

- Saadi, J., Benyoussef, M., Souquet, P., Peybernes, B. and Andreu, B., 1994. Sequence stratigraphy of the Early Cretaceous series from the Enfidha Area (NE Tunisia). *Comptes rendus de l'Académie des sciences Série II*, 319(1): 119-125.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A. and Zakharov, V., 1996. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on

- Russian platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution. AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, 80(9): 1433-1458.
- Sames, B., Cifelli, R.L. and Schudack, M.E., 2010. The nonmarine Lower Cretaceous of the North American Western Interior foreland basin: New biostratigraphic results from ostracod correlations and early mammals, and their implications for paleontology and geology of the basin-An overview. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4): 207-224.
- Sauvage, L., Riquier, L., Thomazo, C., Baudin, F. and Martinez, M., 2013. The late Hauterivian Faraoni «Oceanic Anoxic Event» at Río Argos (southern Spain): an assessment on the level of oxygen depletion. *Chemical Geology*, 340: 77-90.
- Sellers, W.D., 1969. A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system,. *Journal of Applied Meteorology*, 8: 392-400.
- Serra, O., 1979. Diagraphies différées. Bases de l'interprétation. Tome 1: Acquisition des données diagraphiques. Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, Pau, 328 pp.
- Shimokawa, A., 2010. Zircon U-Pb Geochronology of the Great Valley Group: Recalibrating the Lower Cretaceous Time Scale, University of North California, Chapel Hill, 39 pp.
- Short, D.A., Mengel, J.G., Crowley, T.J., Hyde, W.T. and North, G.R., 1991. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quaternary Research*, 35(2): 157-173.
- Sladen, C.P. and Batten, D.J., 1984. Source-area environments of Late Jurassic and Early Cretaceous sediments in southeast England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 95(2): 149-163.
- Soares, D.M., Alves, T.M. and Terrinha, P., 2012. The breakup sequence and associated lithospheric breakup surface: Their significance in the context of rifted continental margins (West Iberia and Newfoundland margins, North Atlantic). *Earth and Planetary Science Letters*, 355: 311-326.
- Sprenger, A. and Ten Kate, W.G., 1993. Orbital forcing of calcilutite-marl cycles in southeast Spain and an estimate for the duration of the Berriasian stage. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6): 807-818.
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N. and Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography*, 21(4): PA4212.
- Stacey, F.D., 1963. The physical theory of rock magnetism. *Advances in Physics*, 12: 45-133.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2): 17-33.
- Stein, R., 1990. Organic-carbon content sedimentation-rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine-sediments. *Geo-Marine Letters*, 10(1): 37-44.
- Stephenson, A., 1971b. Single domain grain distribution II. A method for the determination of single domain grain distributions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 4: 361-369.
- Strasser, A., Hilgen, F.J. and Heckel, P.H., 2006. Cyclostratigraphy - concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 42(2): 75-114.
- Sun, J.M. and Huang, X.G., 2006. Half-precessional cycles recorded in Chinese loess: response to low-latitude insolation forcing during the Last Interglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25(9-10): 1065-1072.
- Surlyk, F., 2003. The Jurassic of East Greenland: a sedimentary record of thermal subsidence, onset and culmination of rifting. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 659-722.

-T-

- Tagliari, C.V., Scarparo Cunha, A.A. and Gomes Paim, P.S., 2012. Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin, southeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 35: 22-32.
- Taner, M.T., 2000. Attributes Revisited, Technical Publication. Rock Solid Images, Inc., Houston, TX (URL: rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm).
- Thierstein, H.R., 1973. Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 29. Geologische Bundesanstalt, Vienne, 52 pp.
- Thieuloy, J.P., 1973. The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of Southeast France

- (Tethyan Province). In: Casey, R. and Rawson, P.F. (Editors), *The Boreal Lower Cretaceous*. Geological Journal. Seel House Press, Liverpool, pp. 289-302.
- Thieuloy, J.P., 1977. The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of Southeast France (Tethyan Province). In: R. Casey and P.F. Rawson (Editors), *The Boreal Lower Cretaceous*. Geological Journal. Seel House Press, Liverpool, pp. 289-302.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum Estimation and Harmonic-Analysis. *Proceedings of the IEEE*, 70(9): 1055-1096.
- Thomson, D.J., 1990. Quadratic-Inverse Spectrum Estimates - Applications to Paleoclimatology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 332(1627): 539-597.
- Traynor, J.J. and Sladen, C., 1995. Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's-Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. *Marine and Petroleum Geology*, 12(1): 35-52.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J. and Lourens, L.J., 2007. Simulating sub-Milankovitch climate variations associated with vegetation dynamics. *Climate of the Past*, 3(1): 169-180.

-V-

- Vacek, F., Hladil, J. and Schnabl, P., 2010. Stratigraphic correlation potential of magnetic susceptibility and gamma-ray spectrometric variations in calciturbiditic facies (Silurian-Devonian boundary, Prague Synclinorium, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 61(4): 257-272.
- van de Schootbrugge, B., 2001. Influence of paleo-environmental changes during the Hauterivian (early Cretaceous) on carbonate deposition along the northern margin of the Tethys: Evidence from geochemical records (C, O and Sr isotopes, P, Fe, Mn), University of Neuchâtel, unpublished.
- van de Schootbrugge, B., Föllmi, K.B., Bulot, L.G. and Burns, S.J., 2000. Paleooceanographic 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. 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.
- Vera, J.A., 2001. Evolution of the South Iberian Continental Margin. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. CrasquinSoleau (Editors), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, pp. 109-143.
- Verschuren, D., Damste, J.S.S., Moernaut, J., Kristen, I., Blaauw, M., Fagot, M., Haug, G.H. and Members, C.P., 2009. Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African Equator. *Nature*, 462(7273): 637-641.
- Vermeulen, J., 2002. Étude stratigraphique et paléontologique de la famille des Pulchellidae (Ammonoidea, Ammonitina, Endemocerataceae). *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, Grenoble, 333 pp.
- Vermeulen, J., 2005. Boundaries, ammonite fauna and main subdivisions of the stratotype of the Barremian. *Géologie Alpine, Série Spéciale "Colloques et excursions"*, 7: 147-173.
- Vermeulen, J., Bert, D. and Autran, G., 2002. Éléments pour la biostratigraphie ammonitique de l'Hauterivien terminal méditerranéen. *Riviéra Scientifique*, 86: 71-87.
- Vermeulen, J., Duyé, J.P., Lazarin, P., Leroy, L. and Mascarelli, E., 2009. Nouvelles données taxinomiques sur la famille des Crioceratitidae Gill, 1871 (Ancyloceratina, Ancyloceratoidea). *Riviéra Scientifique*, 92: 65-76.
- Voigt, S. and Schönfeld, J., 2010. Cyclostratigraphy of the reference section for the Cretaceous white chalk of northern Germany, Lagerdorf-Kronsmoor: a late Campanian-early Maastrichtian orbital time scale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 287: 67-80.

-W-

- Walter, B., 1989. A crisis in the bryozoan fauna, in the Upper Valanginian: indication of an important cooling in the Jura. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 74(3-4): 255-263.
- Walter, B., 1991. The change of bryozoan fauna in the Upper Valanginian of the Alpes-de-Haute-Provence: parallelism with

the crisis observed in the Jura at the same time. *Cretaceous Research*, 12(6): 597-606.

- Walter, B., 1996. La faune de bryozoaires de la transgression hauterivienne dans le Bassin de Paris. *Geobios*, 29(1): 5-11.
- Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Z.M., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. *Marine and Petroleum Geology*, 4(3): 205-225.
- Weedon, G.P., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*, 299 pp.
- Weedon, G.P., Coe, A.L. and Gallois, R.W., 2004. Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridge Clay (Late Jurassic), Southern England. *Journal of the Geological Society of London*, 161: 655-666.
- Westphal, H., Hilgen, F. and Munneke, A., 2010. An assessment of the suitability of individual rhythmic carbonate successions for astrochronological application. *Earth-Science Reviews*, 99(1-2): 19-30.
- 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(3-4): 189-203.
- Westermann, S., Föllmi, K.B., Adatte, T., Matera, V., Schnyder, J., Fleitmann, D., Fiet, N., Ploch, I. and Duchamp-Alphonse, S., 2010. The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(1-2): 118-131.
- Wilpshaar, M. and Leereveld, H., 1994. Paleoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian Basin (SE France) reflected by dinoflagellate cysts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84(1-2): 121-128.
- Wilpshaar, M., Leereveld, H. and Visscher, H., 1997. Early Cretaceous sedimentary and tectonic development of the Dauphinois Basin (SE France). *Cretaceous Research*, 18(3): 457-468.
- Wissler, L., Weissert, H., Masse, J.-P. and Bulot, L., 2002. Chemostratigraphic correlation of Barremian and lower Aptian ammonite zones and magnetic reversals. *International Journal of Earth Sciences*, 91(2): 272-279.
- Wortmann, U.G. and Weissert, H., 2000. Tying platform drowning to perturbations of the global carbon cycle with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -curve from the Valanginian of DSDP Site 416. *Terra Nova*, 12(6): 289-294.

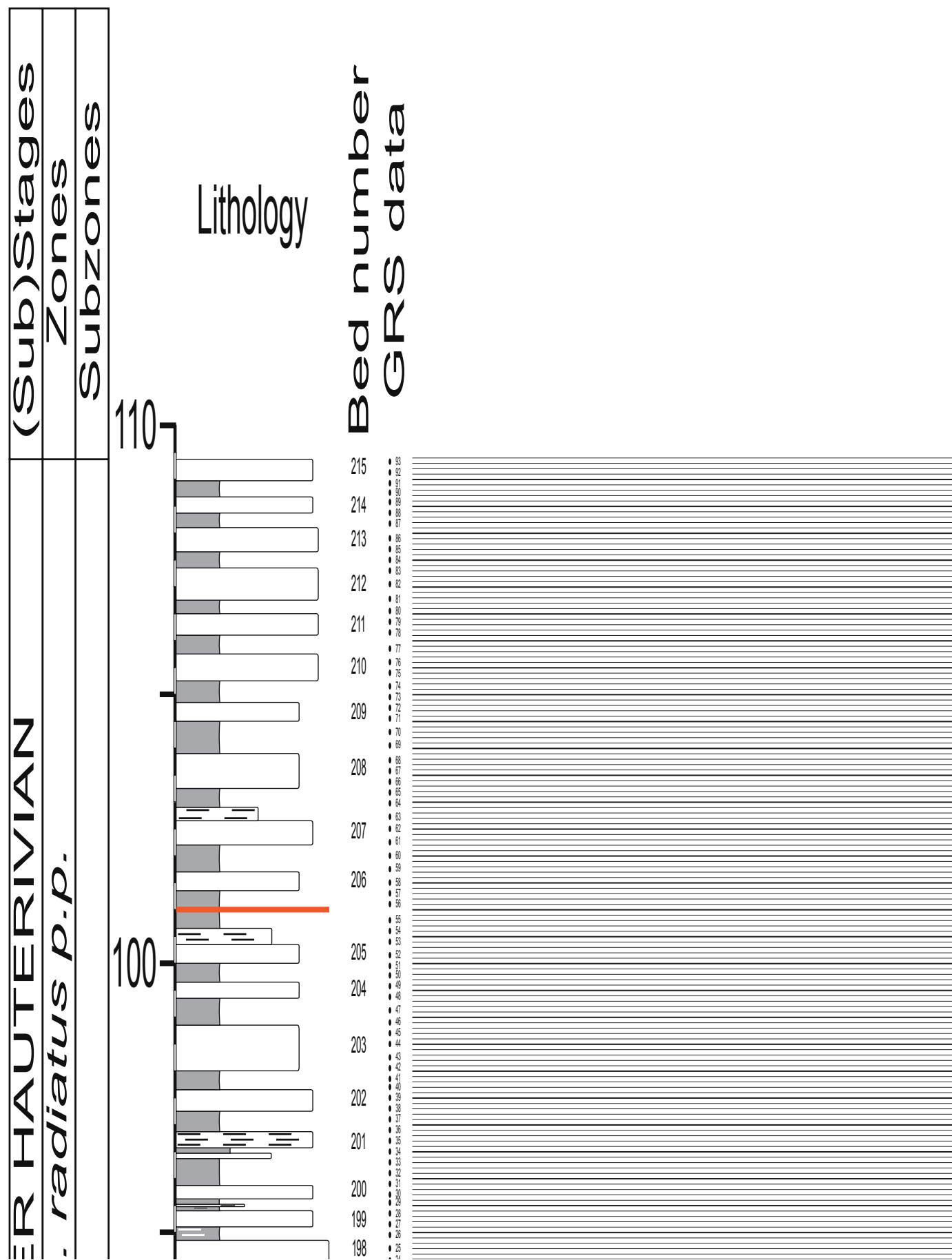
-Z-

- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517): 686-693.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of western and central Europe*, 2nd Edition. Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, Den Haag.

Annexes

Annexe 1 : Coupe détaillée de La Charce et position des données

Numérotation des bancs selon *Reboulet (1996)*



LOWE

A.

T. callidiscus

C. furcillata

rcillata

90

80

70

Annexes

174

198
197
196
195
194
193
192
191
190
189
]188
]187
]186
]185
]184
183
182
181
180
179
]178
177
176
175
174
173

- 25
- 24
- 23
- 22
- 21
- 20
- 19
- 18
- 17
- 16
- 15
- 14
- 13
- 12
- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 467
- 465
- 463
- 461
- 458
- 456
- 453
- 451
- 448
- 444
- 443
- 440
- 439
- 438
- 434
- 432
- 429
- 424
- 423
- 419
- 412
- 411
- 406
- 397
- 391
- 381
- 380
- 376
- 370
- 365
- 363
- 361
- 355
- 353

ochre layer 7

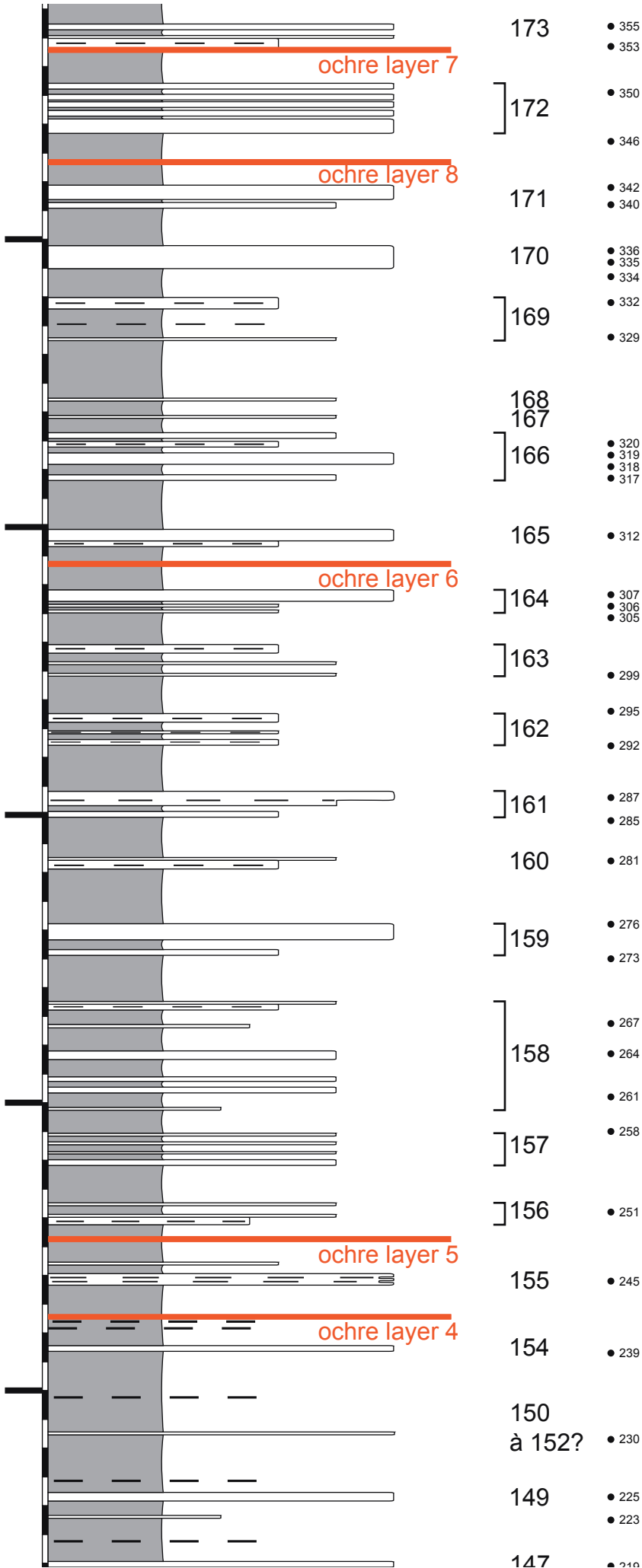
/ALANGINIAN

C. furci

(O.) nicklesi

60

50

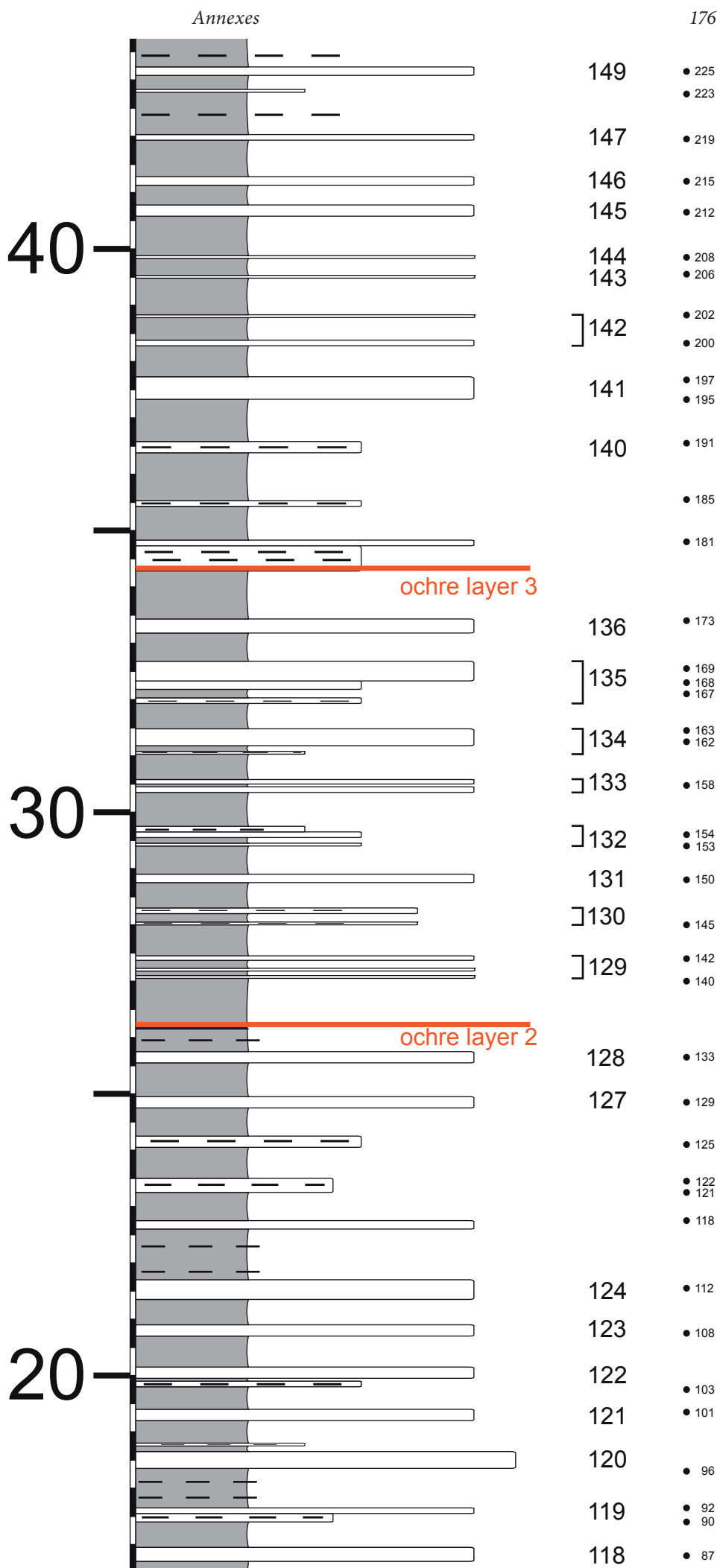


UPPER VAL

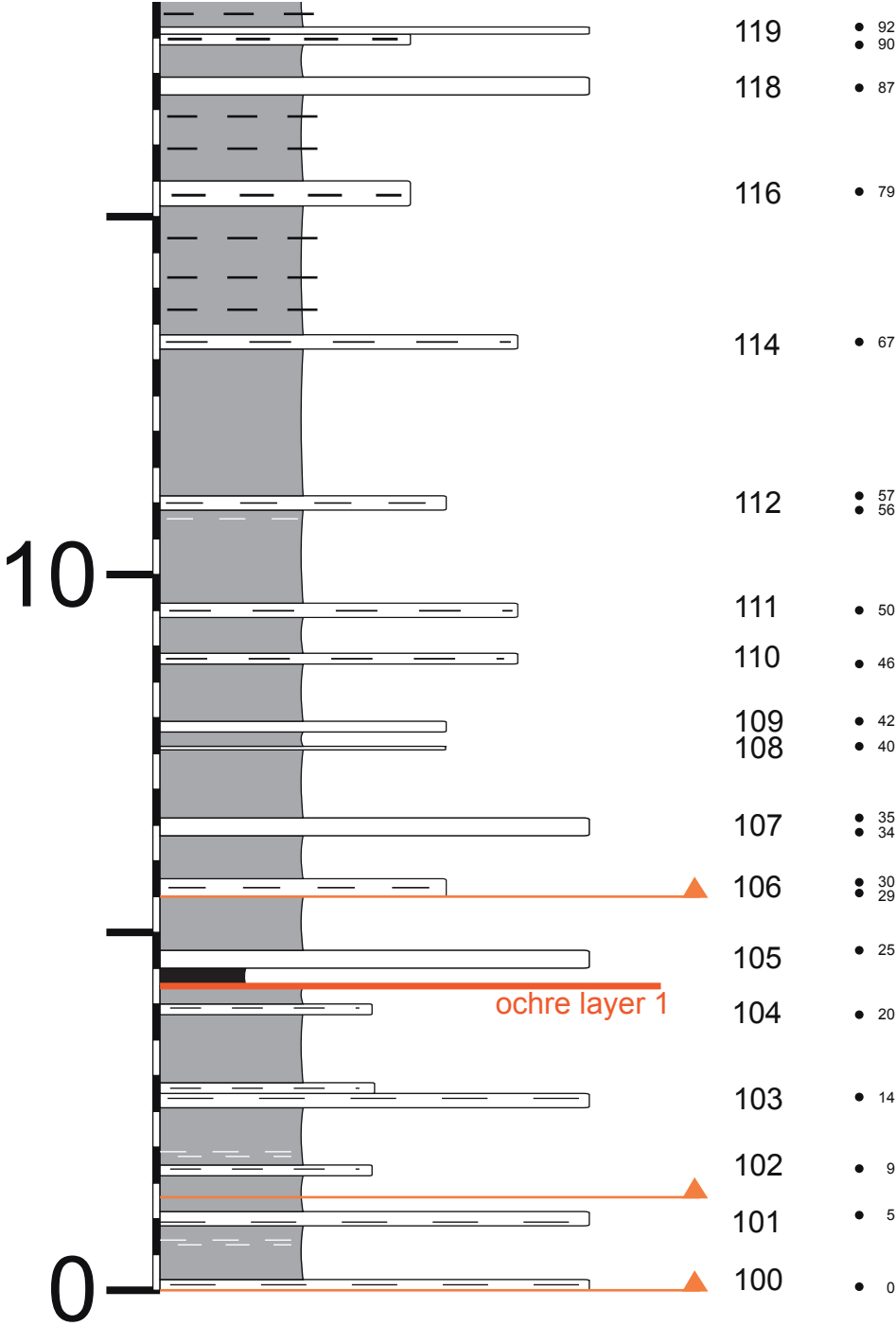
N. peregrinus

O. (O.

N. peregrinus

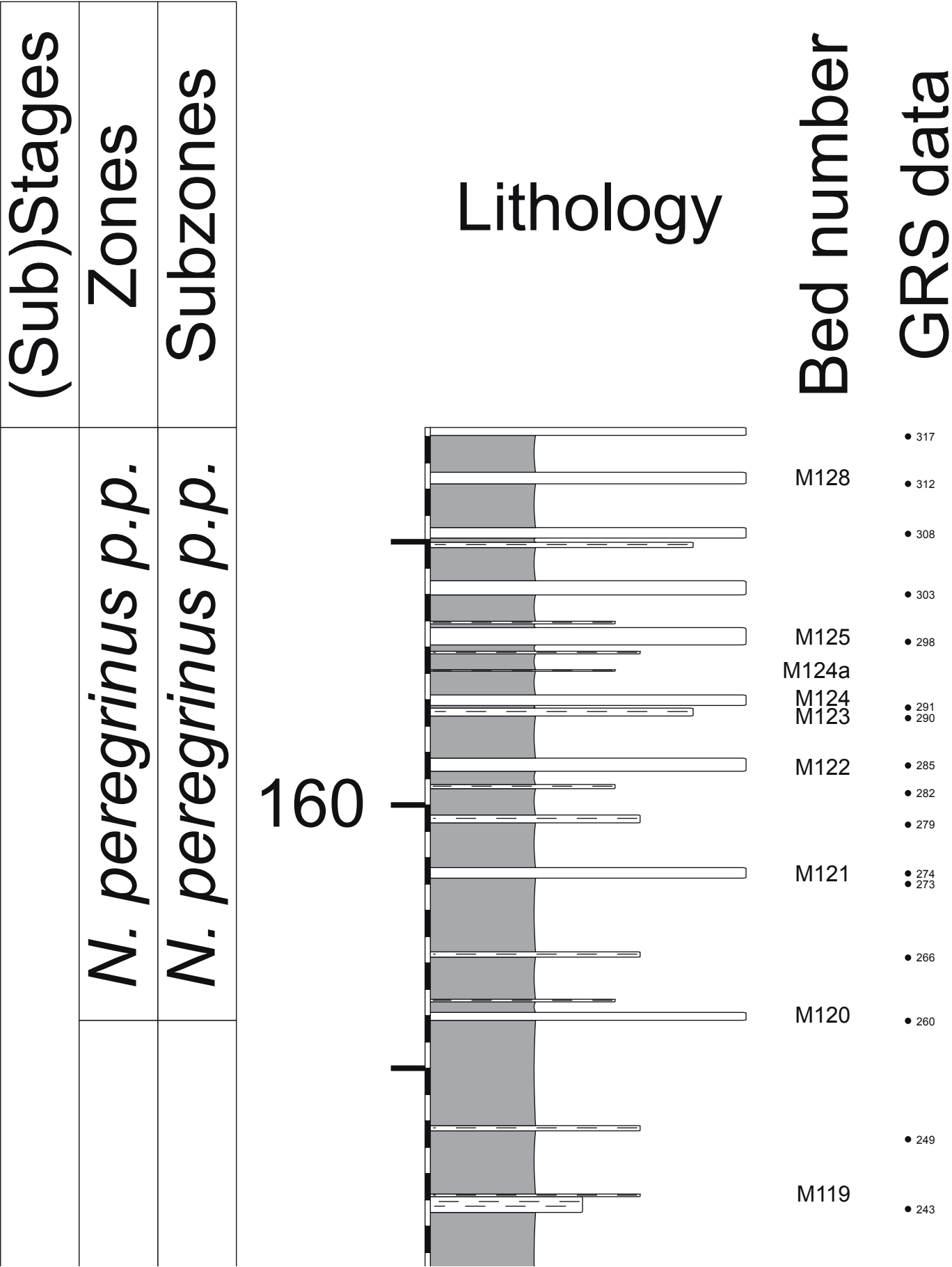


	<i>S. verrucosum</i>	
	<i>K. pronecostatum</i>	



Annexe 2 : Coupe détaillée de Vergol-Morénas et position des données

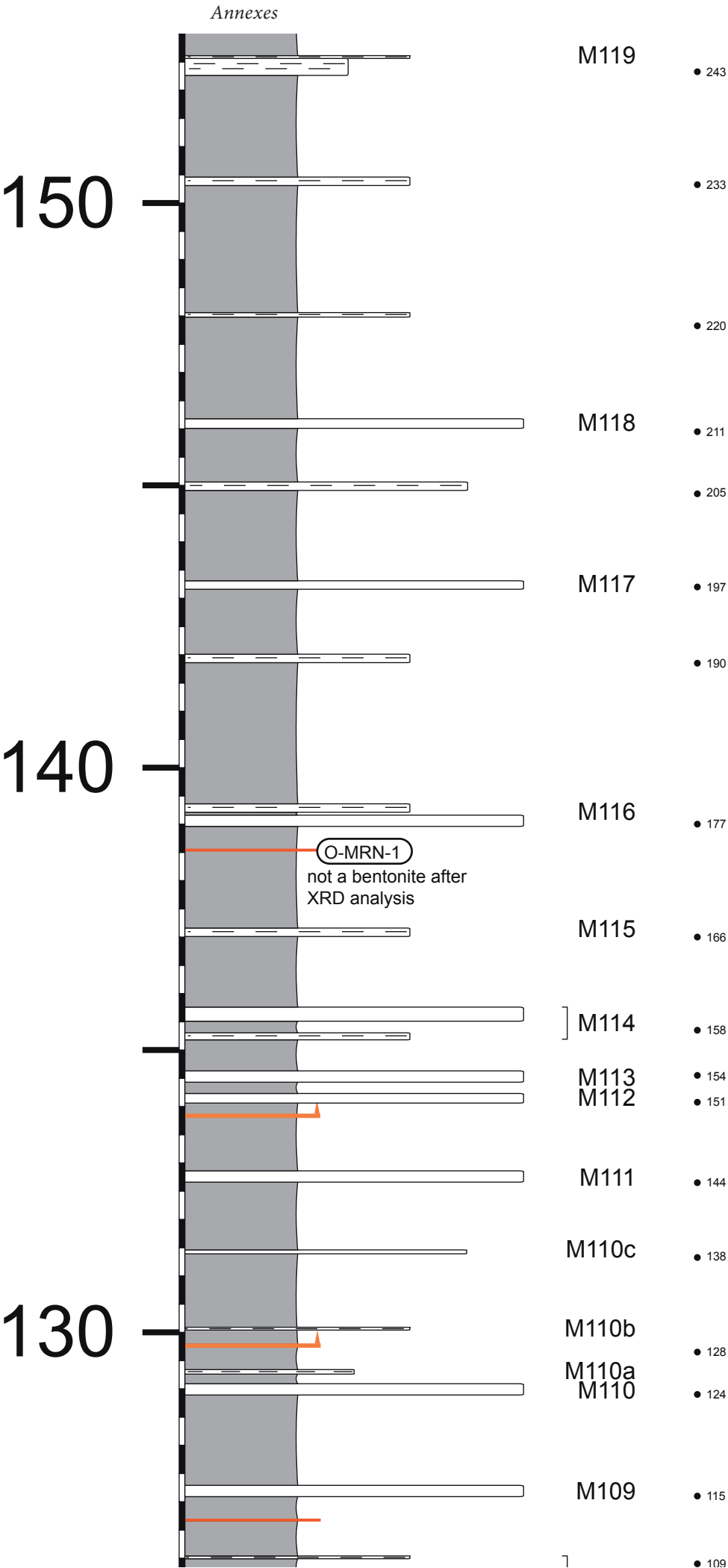
Numérotation des bancs selon [Reboulet \(1996\)](#). Bancs numérotés V: Vergol; bancs M: Morénas



UPPER VALANGINIAN p.p.

verrucosum

K. pronecostatum



U

S. ver

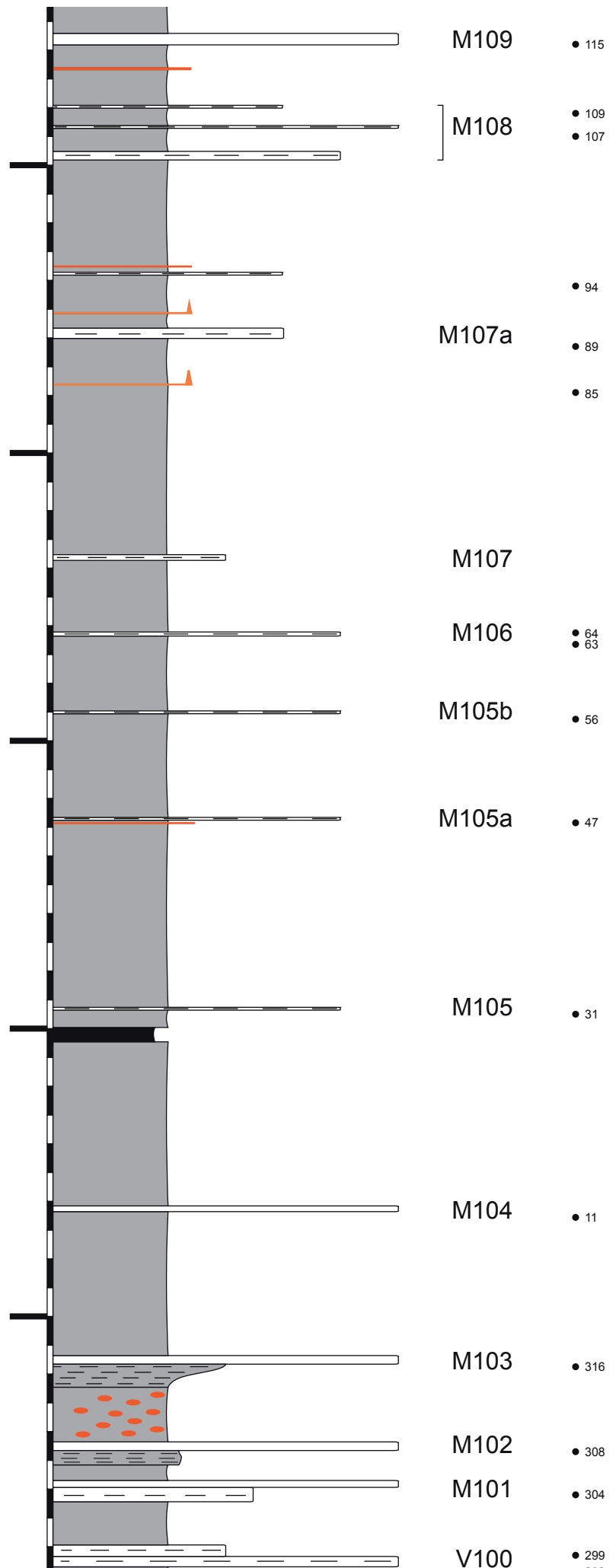
S. verrucosum

120

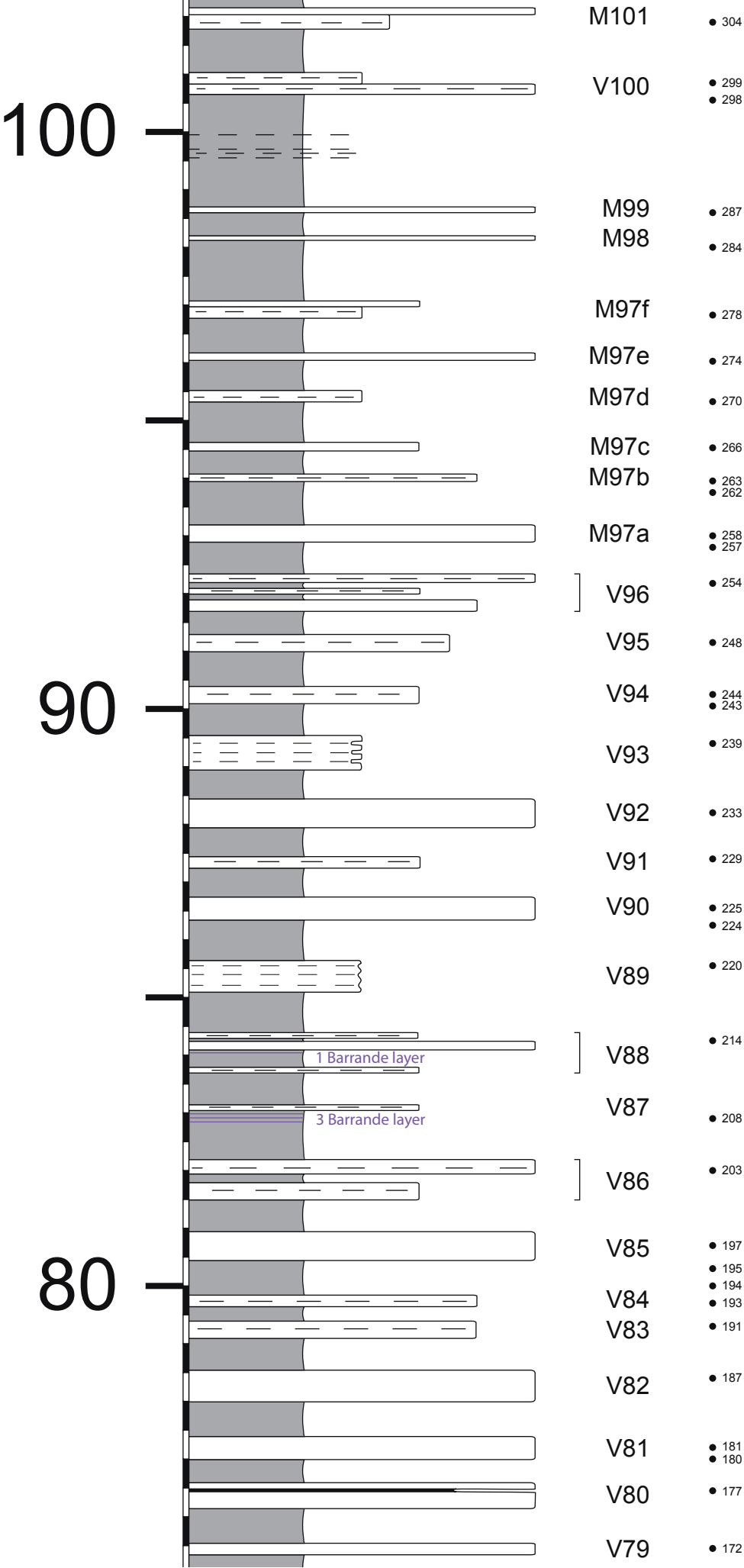
110

Annexes

180



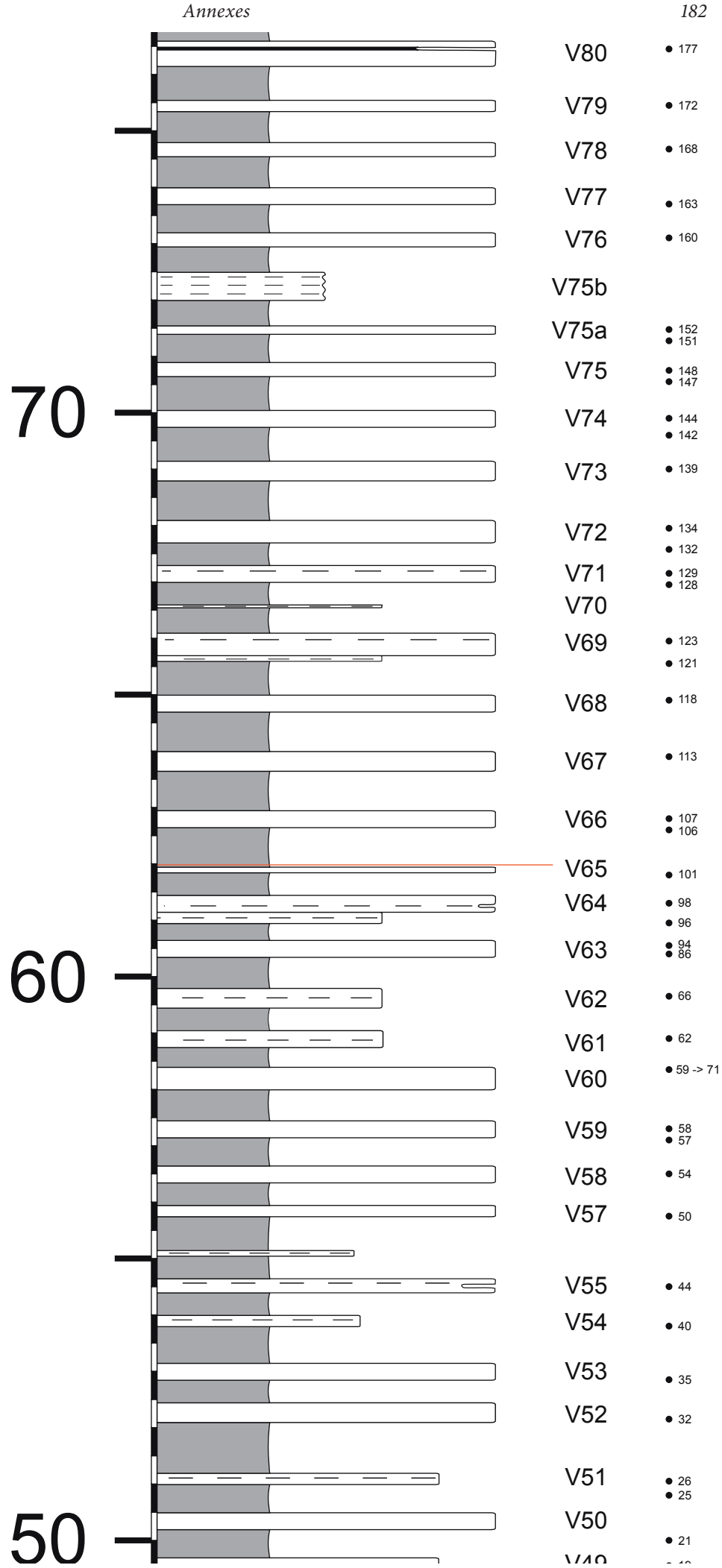
B. campylotoxus
K. biassalense



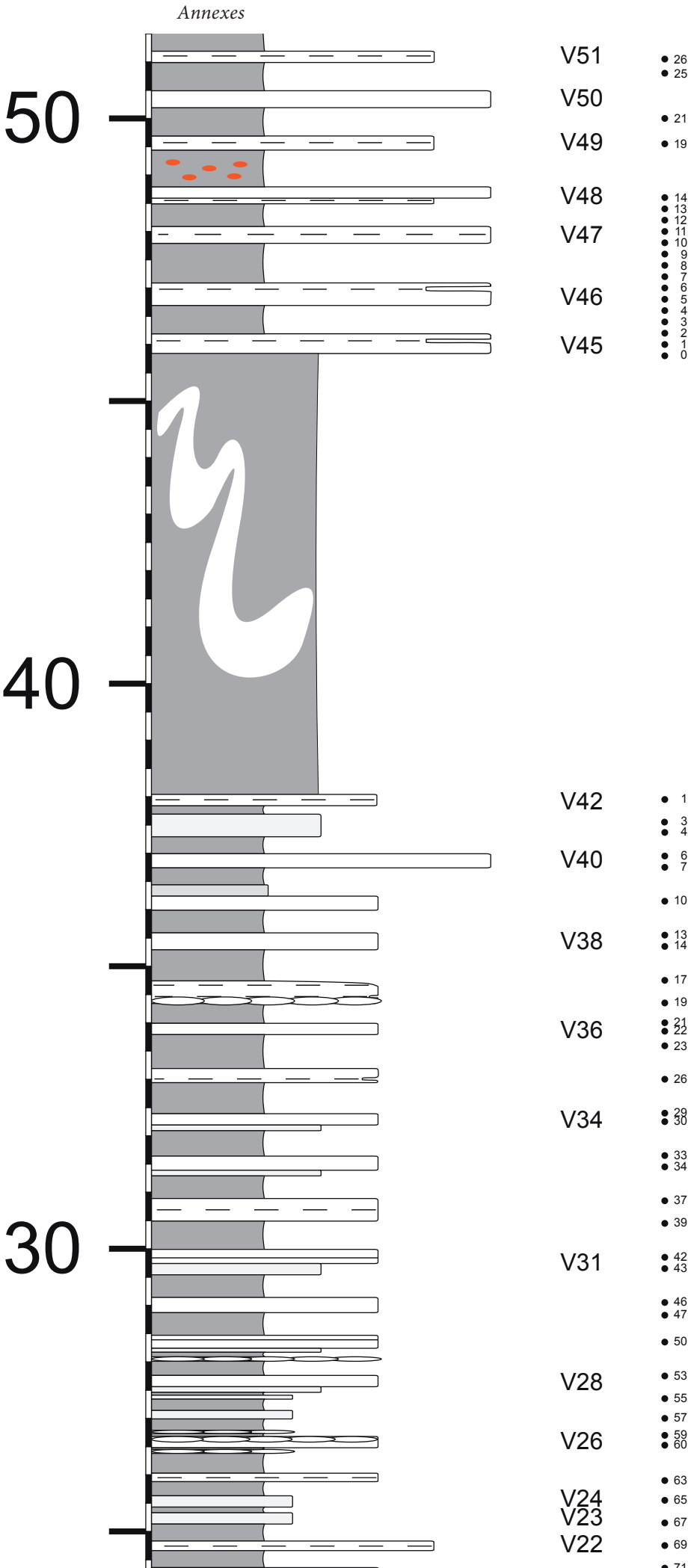
LOWER VALANGINIAN

E

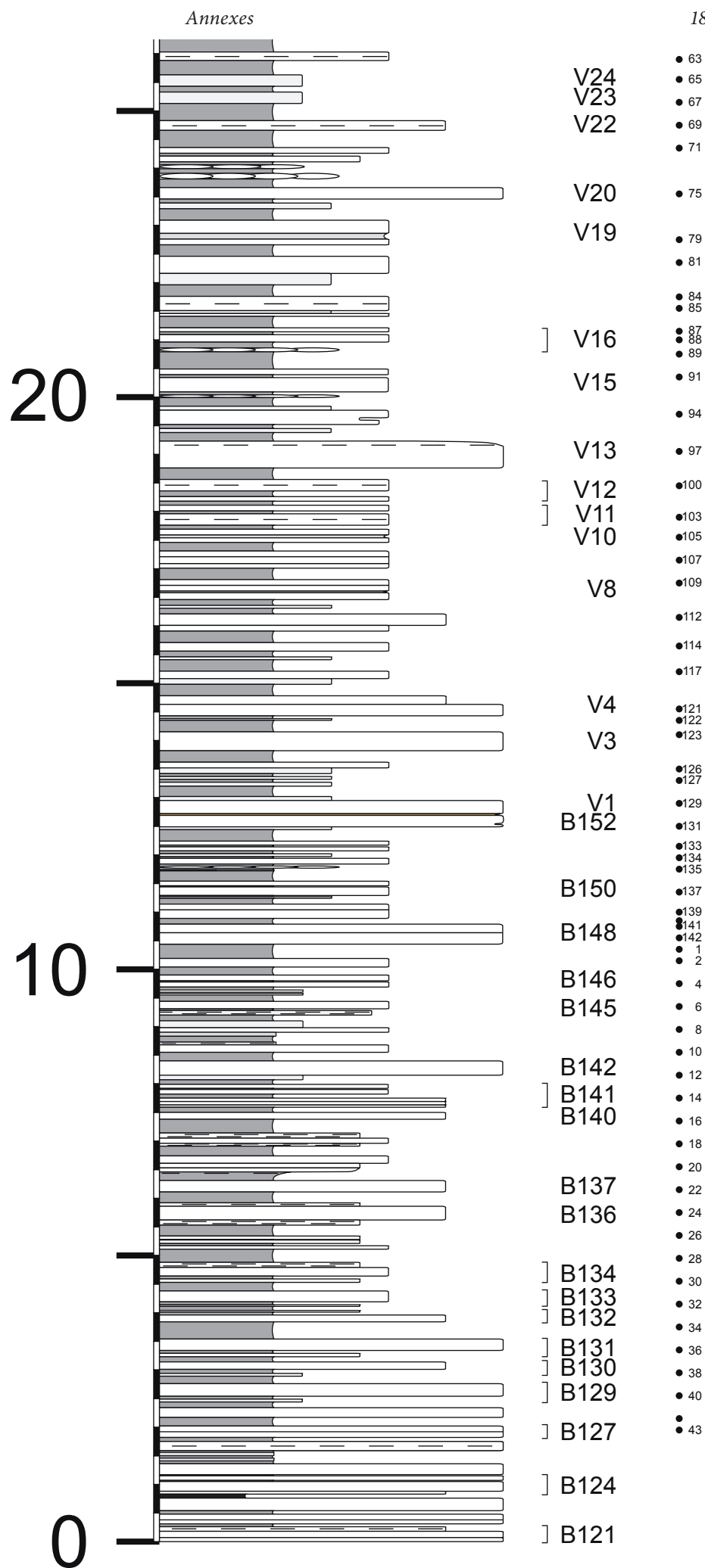
B. campylotoxus



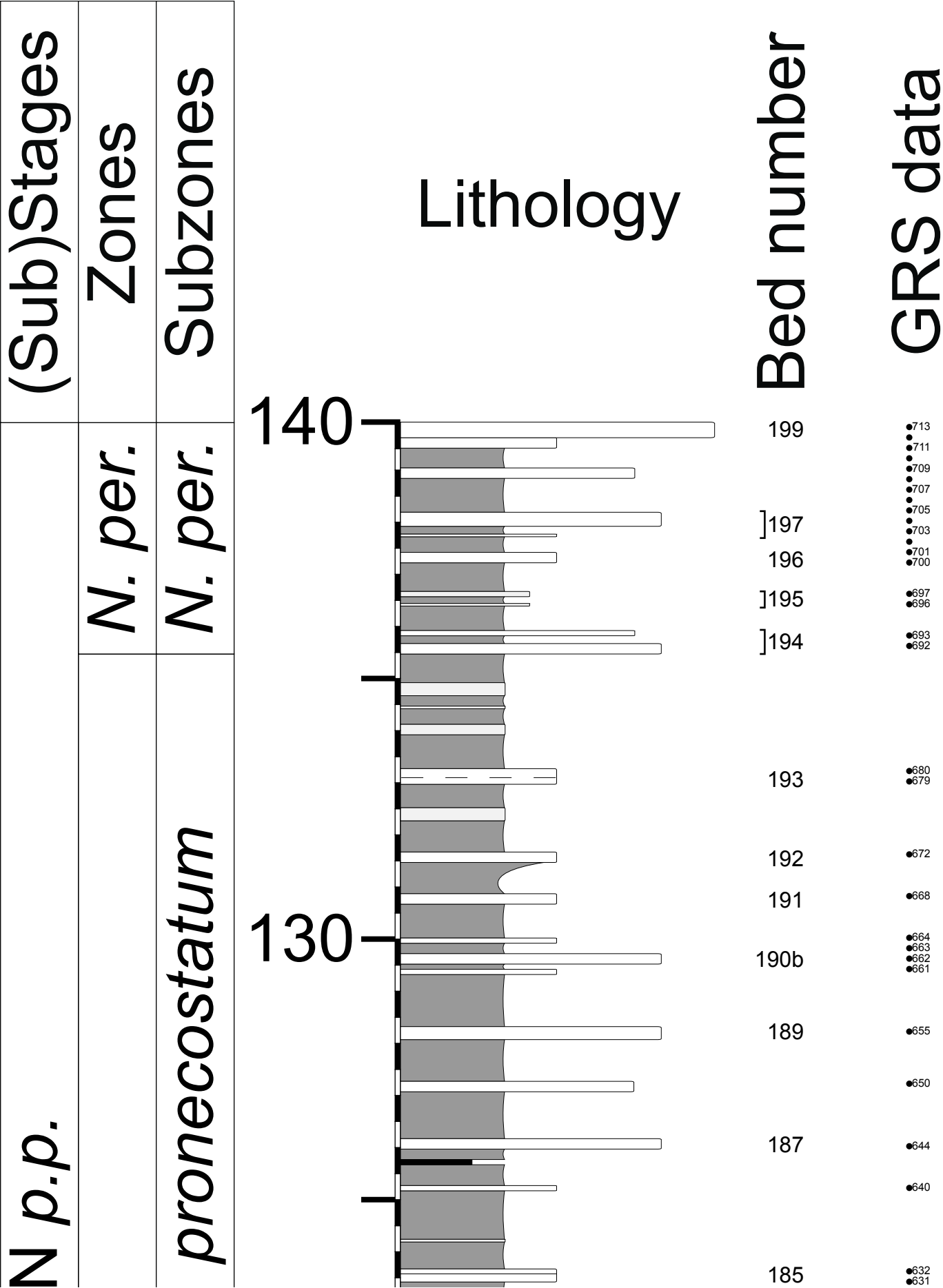
T. pertransiens



BERRIASIAN <i>p.p.</i>		
<i>S. boissieri p.p.</i>		
<i>T. otopeta</i>		



Annexe 3 : Coupe détaillée de Reynier et position des données



UPPER VALANGINIAN

S. verrucosum

K. p

S. verrucosum

120

110

100

Annexes

185

183

180a

179

176

]174

172

171

170

169

165

164

T4

161

186

●632
●631

●627
●625

●620
●618

●615
●614
●613
●612

●609

●605

●600

●597

●591
●590

●585

●582

●577
●575
●573
●571

●568

●561

●557

●542
●540
●538
●536
●534
●532
●530
●528
●526
●524
●522
●520
●518
●516
●514
●512
●510
●508
●506
●504
●502

ampylotoxus
K. biassalense

90
80

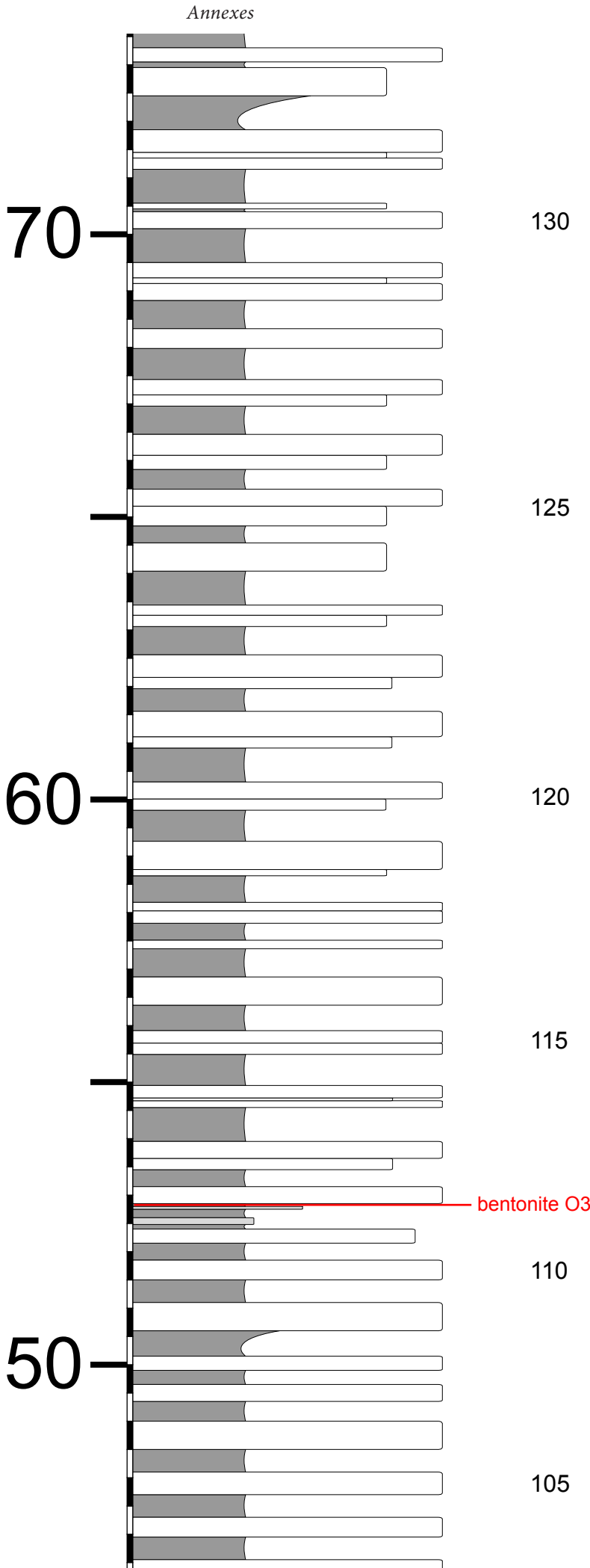
161
T1
155
153
152
147
145
142
140
139
]137
134

- 510
- 508
- 506
- 504
- 502
- 500
- 498
- 496
- 494
- 492
- 490
- 488
- 486
- 484
- 482
- 480
- 478
- 476
- 474
- 472
- 470
- 468
- 466
- 464
- 462
- 460
- 458
- 456
- 454
- 452
- 450
- 448
- 446
- 444
- 442
- 440
- 438
- 436
- 434
- 432
- 430
- 428
- 426
- 424
- 422
- 420
- 418
- 416
- 414
- 412
- 410
- 408
- 406
- 404
- 402
- 400
- 398
- 396
- 394
- 392
- 390
- 388
- 386
- 384
- 382
- 380
- 378
- 376

LOWER VALANGINIAN

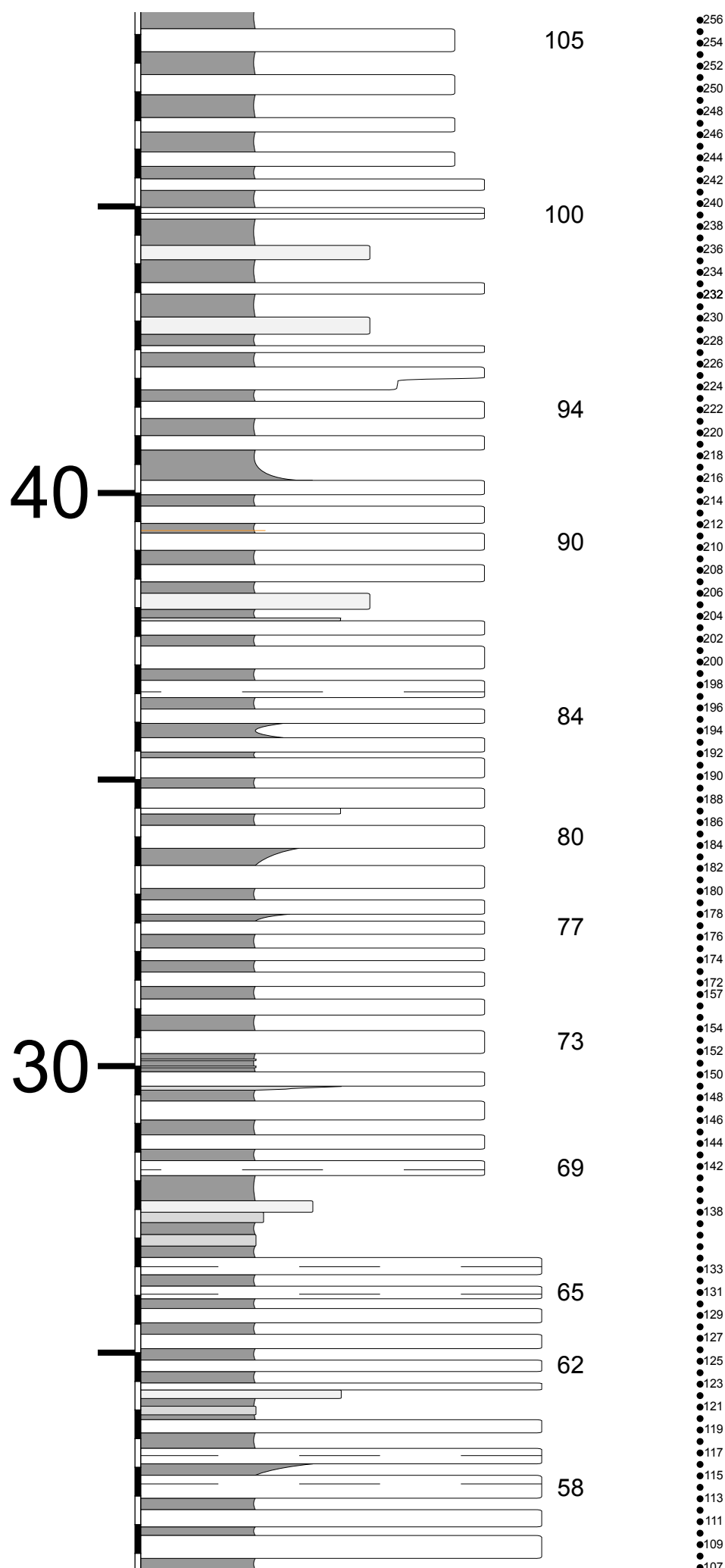
B. campylotoxus

B. campylotoxus



T. pertransiens

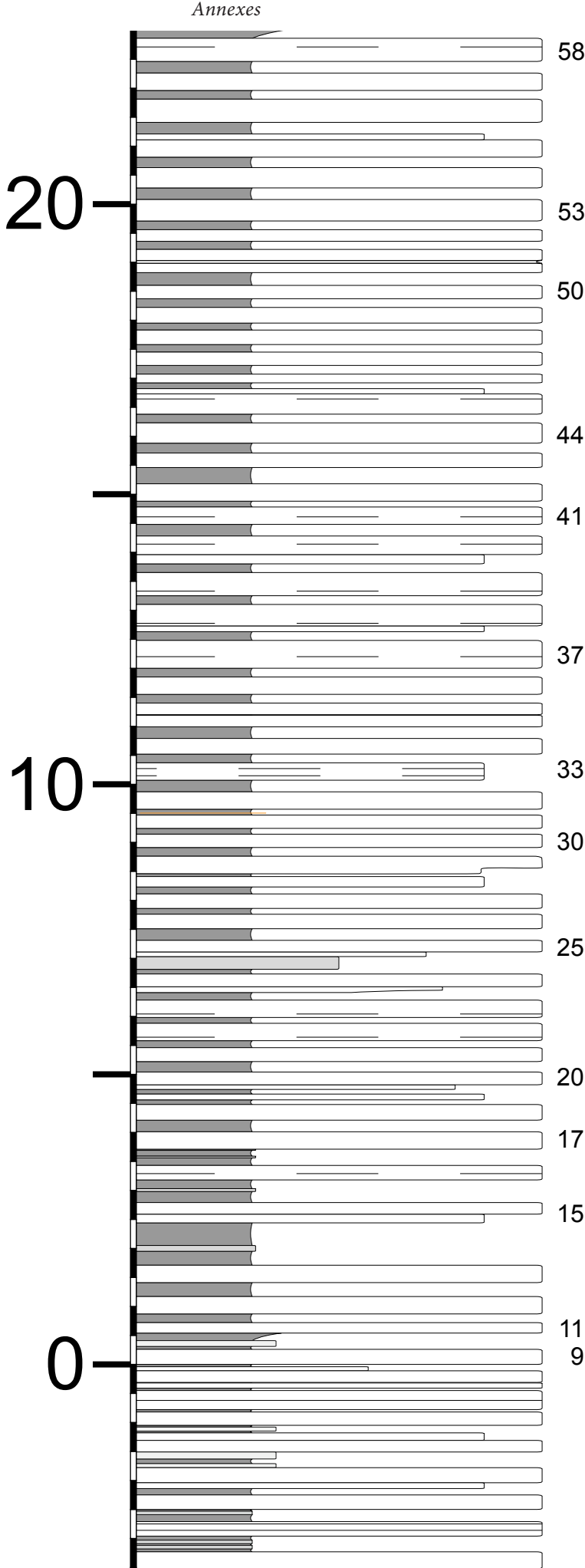
Annexes



BERRIASIAN *p.p.*

S. boissieri p.p.

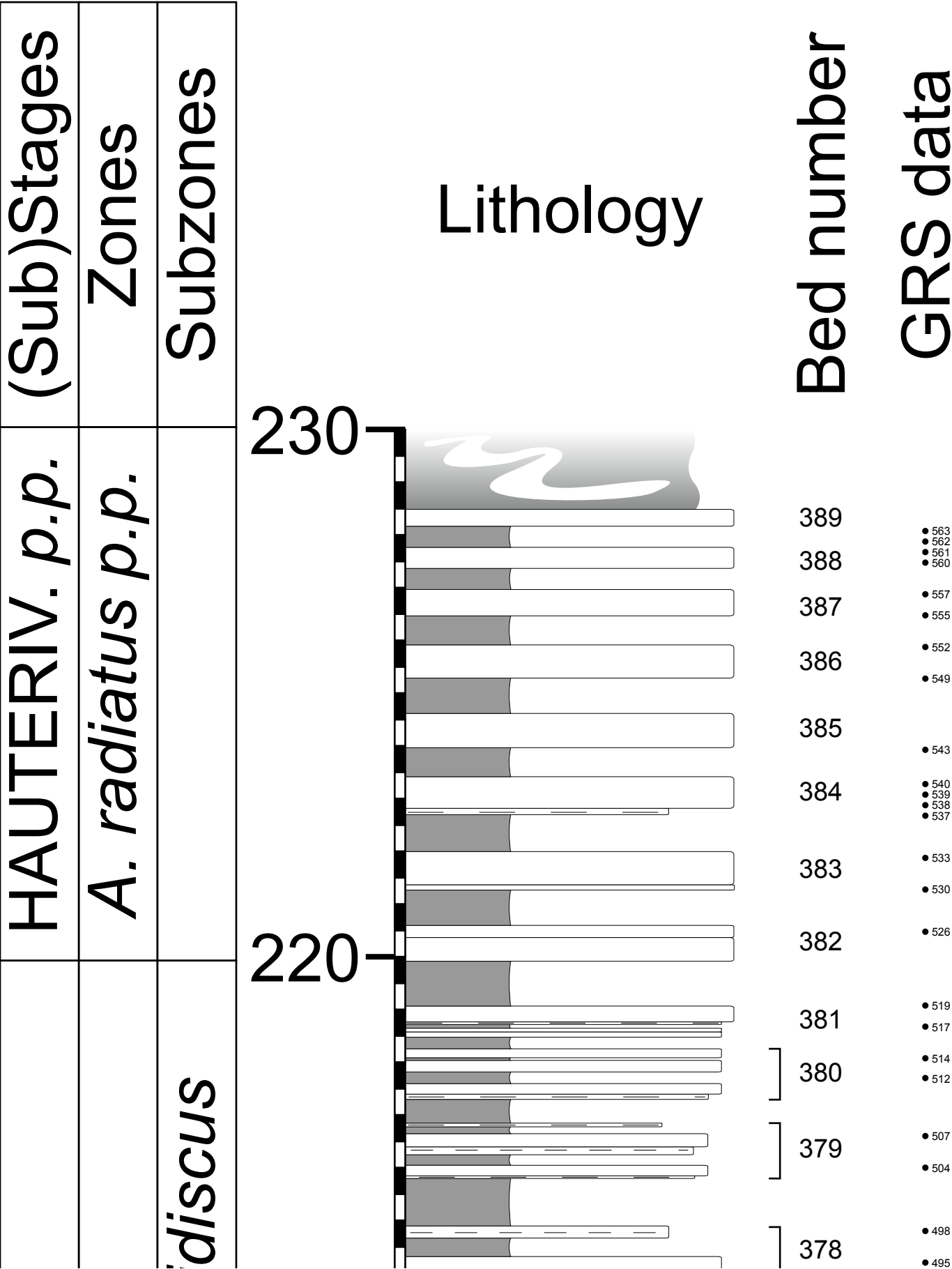
T. otopeta



- 115
- 113
- 111
- 109
- 107
- 105
- 103
- 100
- 98
- 96
- 94
- 92
- 90
- 88
- 86
- 84
- 82
- 80
- 78
- 76
- 74
- 72
- 70
- 68
- 66
- 64
- 62
- 60
- 58
- 56
- 54
- 52
- 50
- 48
- 46
- 44
- 42
- 40
- 38
- 36
- 33
- 31
- 29
- 27
- 25
- 23
- 22
- 20
- 18
- 16
- 14
- 12
- 10
- 8
- 6
- 4
- 2
- 0

Annexe 4 : Coupe détaillée d’Angles et position des données

Numérotation des bancs selon *Busnardo et al. (1979)*.



C. furcillata

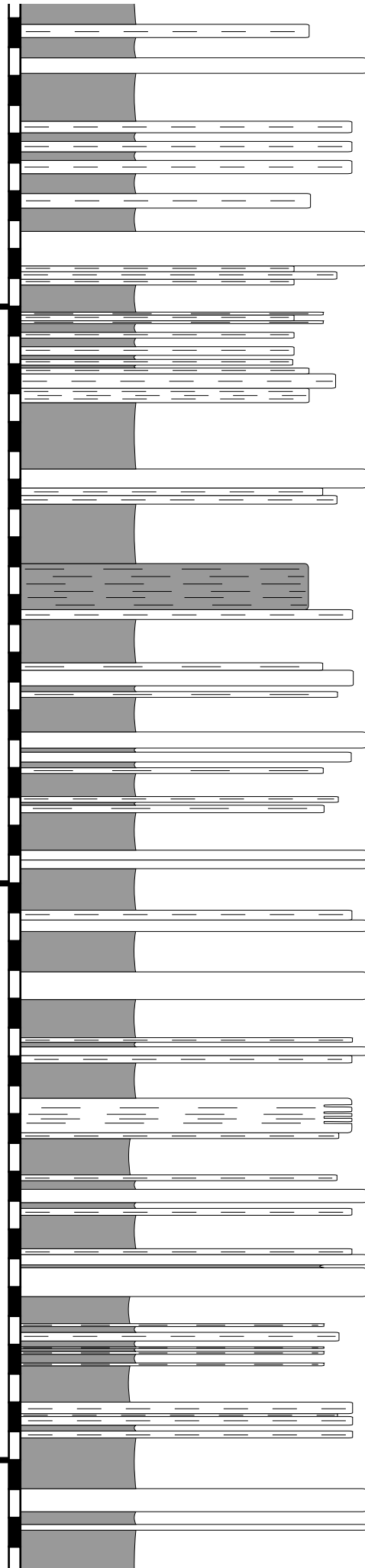
T. callidi-

C. furcillata

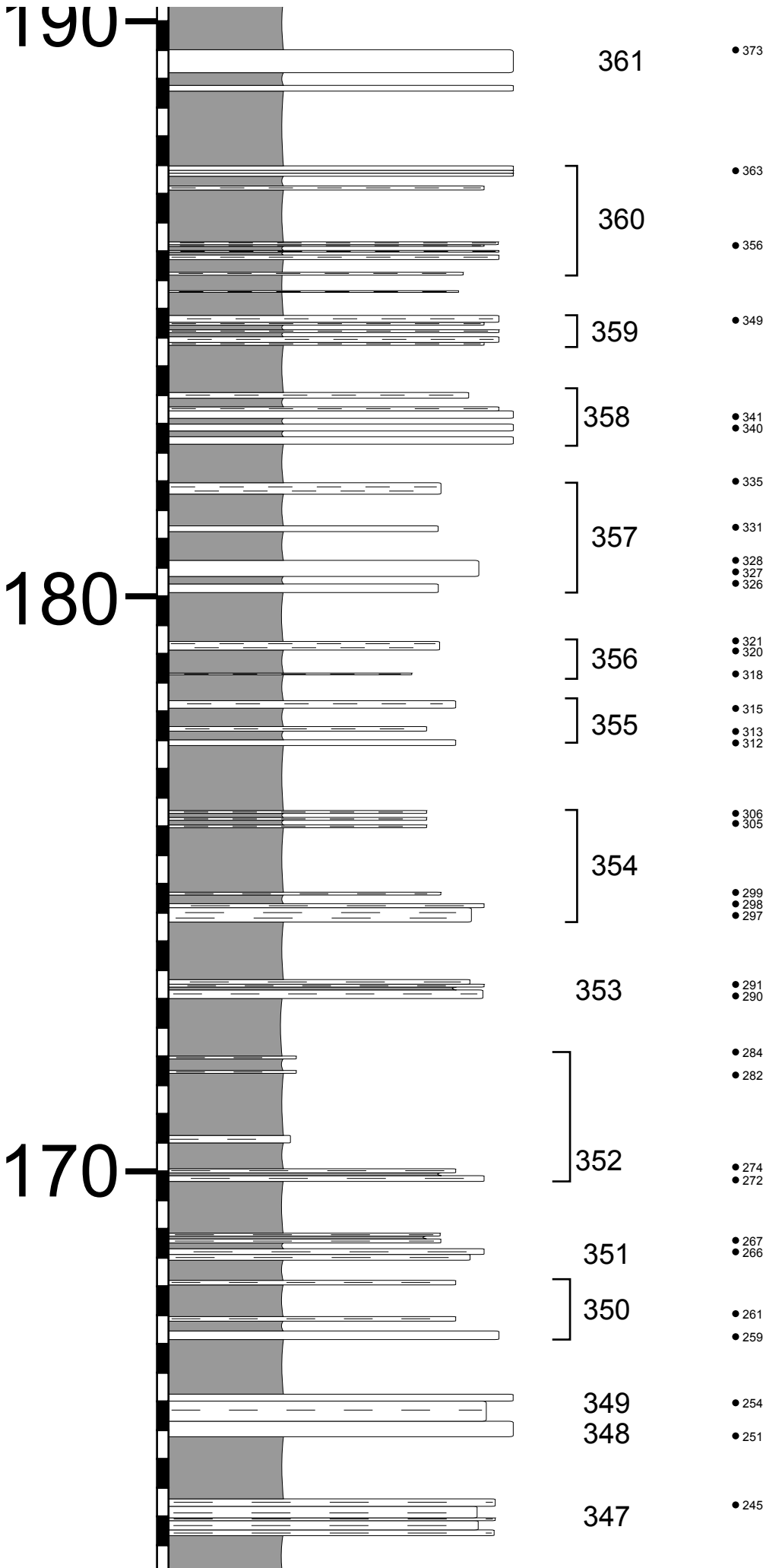
210

200

190



O. (O.) nicklesi



UPPER VALANGINIAN

N. peregrinus

N. peregrinus

160

150

140

Annexes

Barite nodule

347

346

345

344

343b

343a

343

342

341

340

339

338d

338c

338b

338a

337

336

335

334

333

332

331

330

194

• 245

• 238

• 234

• 230

• 228

• 215

• 201

• 198

• 192

• 191

• 162

• 161

• 157

• 152

• 146

• 142

• 137

• 132

• 127

• 123

• 121

• 115

• 110

• 105

• 104

• 88

• 87

• 85

• 81

• 80

• 76

• 73

• 70

• 69

• 68

• 66

• 64

• 63

		N.		
sum	<i>K. pronecostatum</i>			

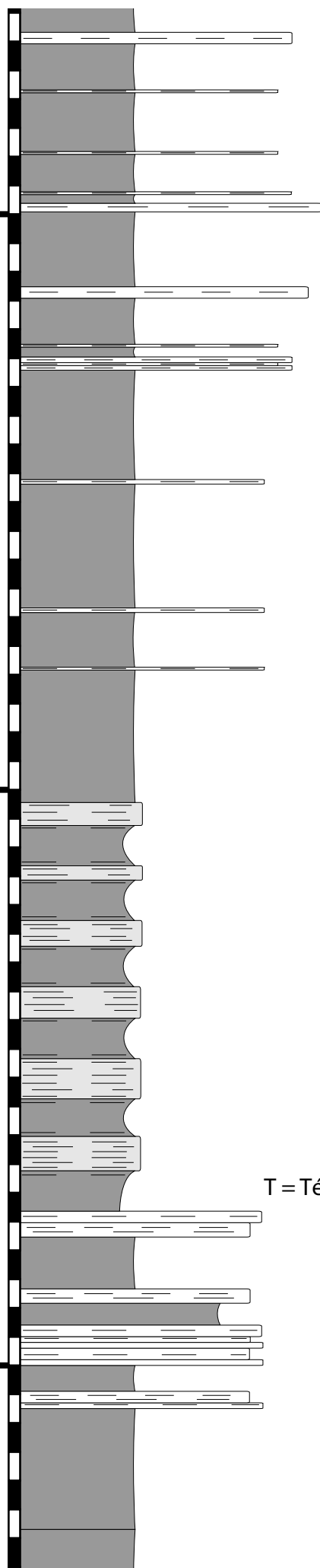
S. verrucosum

S. verrucosum

110

100

90



312e

• 416
• 415

312d

• 410

312c

312b

312a

• 398

311

• 392
• 391

310

• 385
• 384

309

308

307

• 374

306b2

• 362

306b1

• 355

306a5

• 337

306a4

306a3

• 327

306a2

• 321

306a1

• 314

T = Tétrade

T4

306a

• 307

T3

305

T2

304

• 297

T1

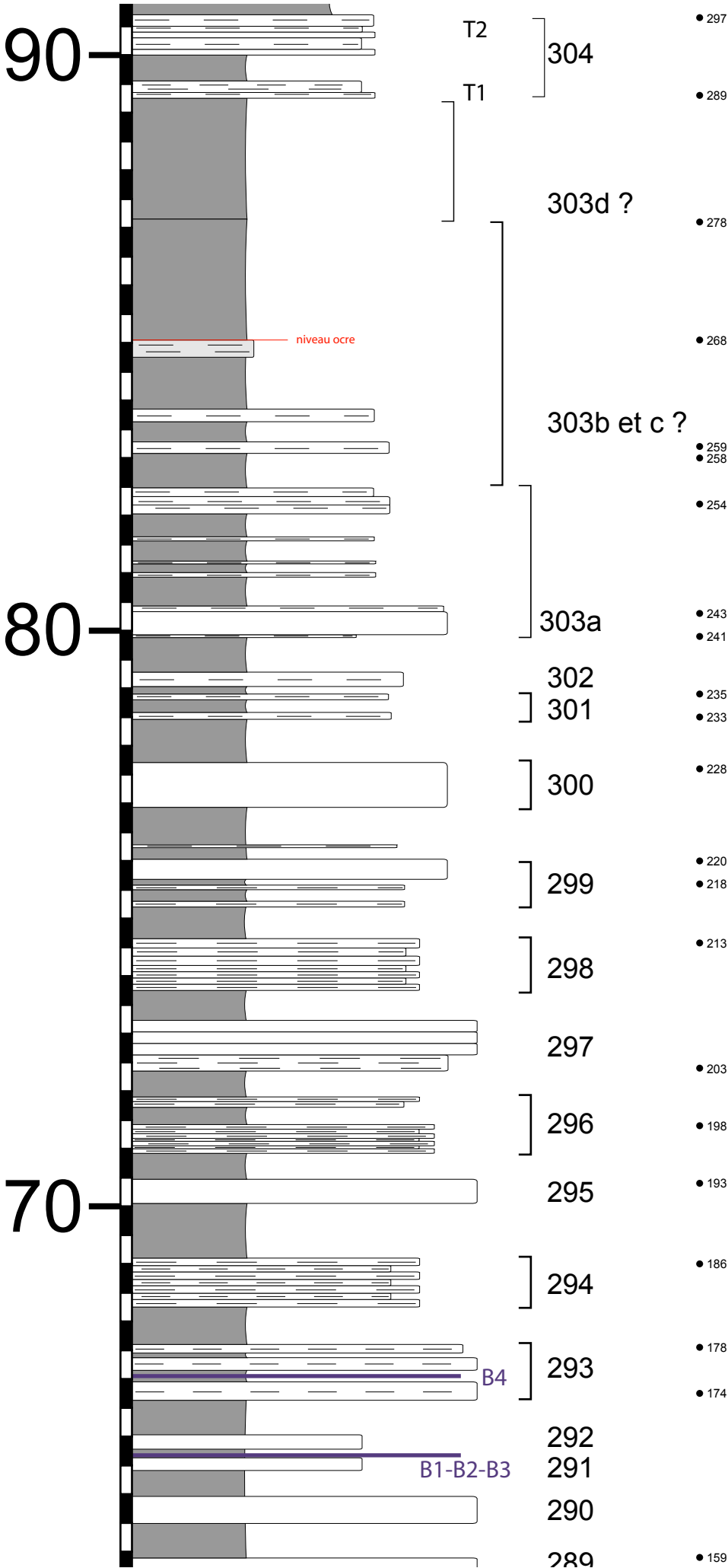
303d ?

• 289

• 278

npylotoxus

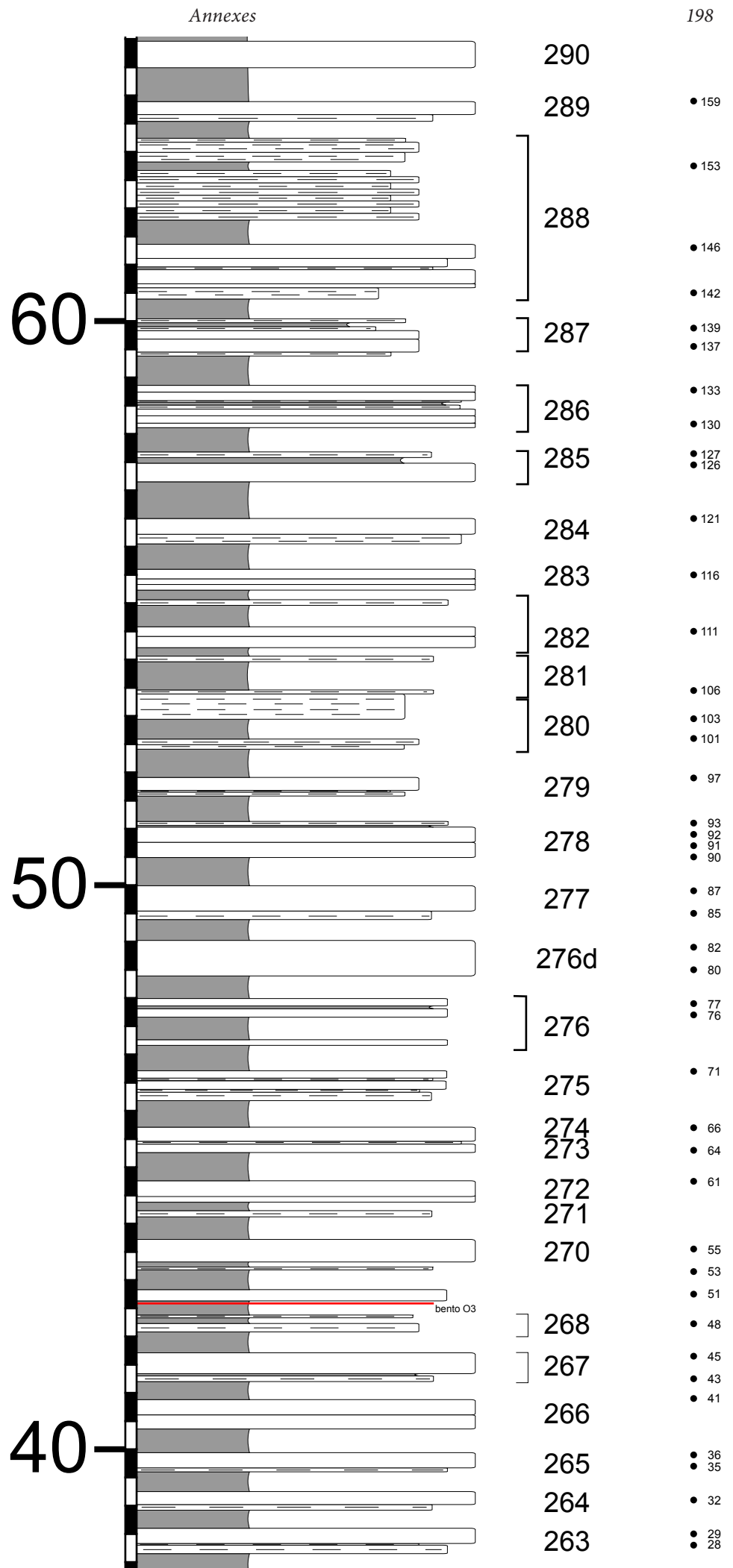
K. biassalense



OWER VALANGINIAN *p.p.*

B. camp

B. campylotoxus



T. pertransiens

Annexes

30

20

zone de raccord?

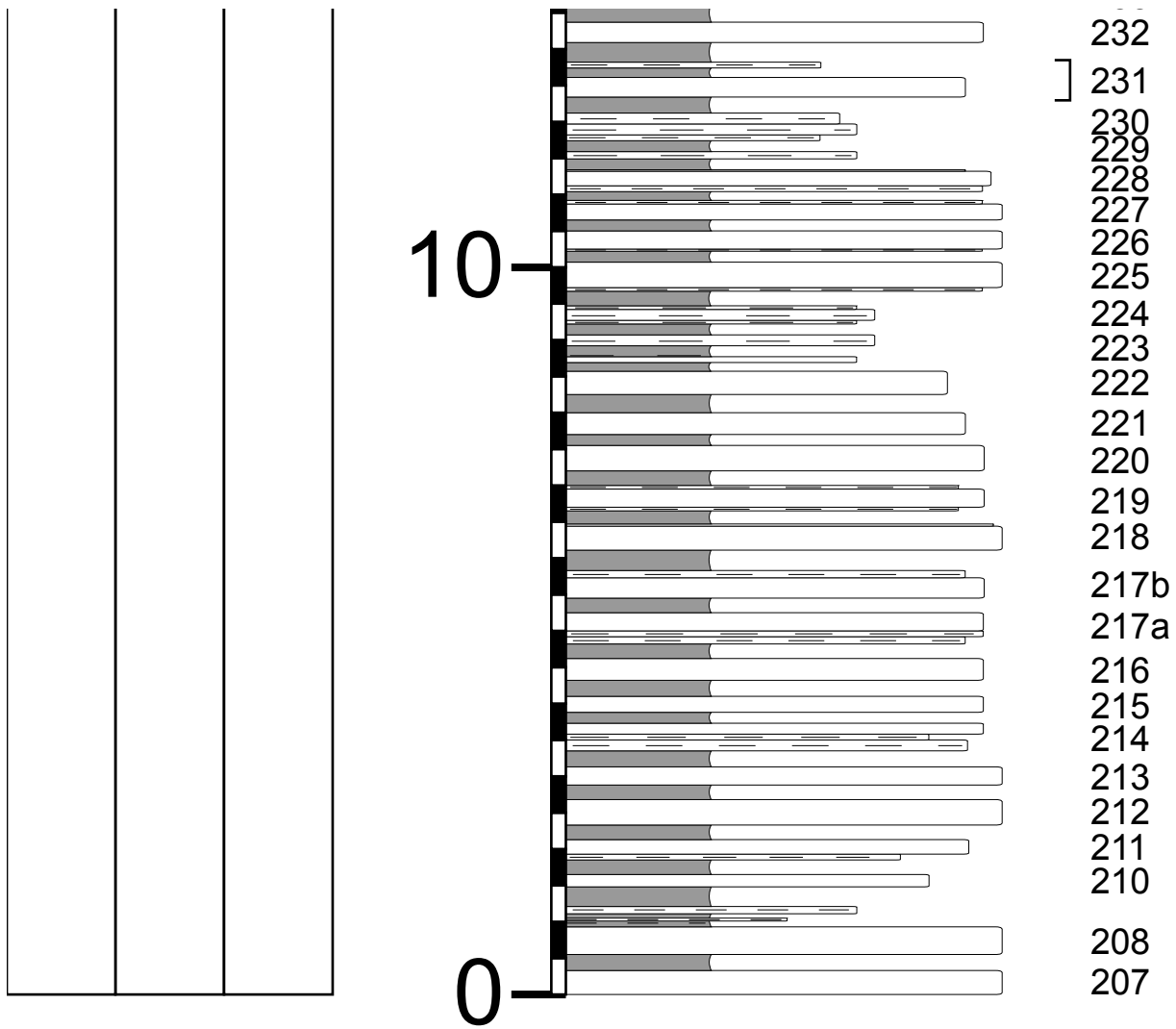
264
263
262
261
260
259
258
257
256

254

250
249
248

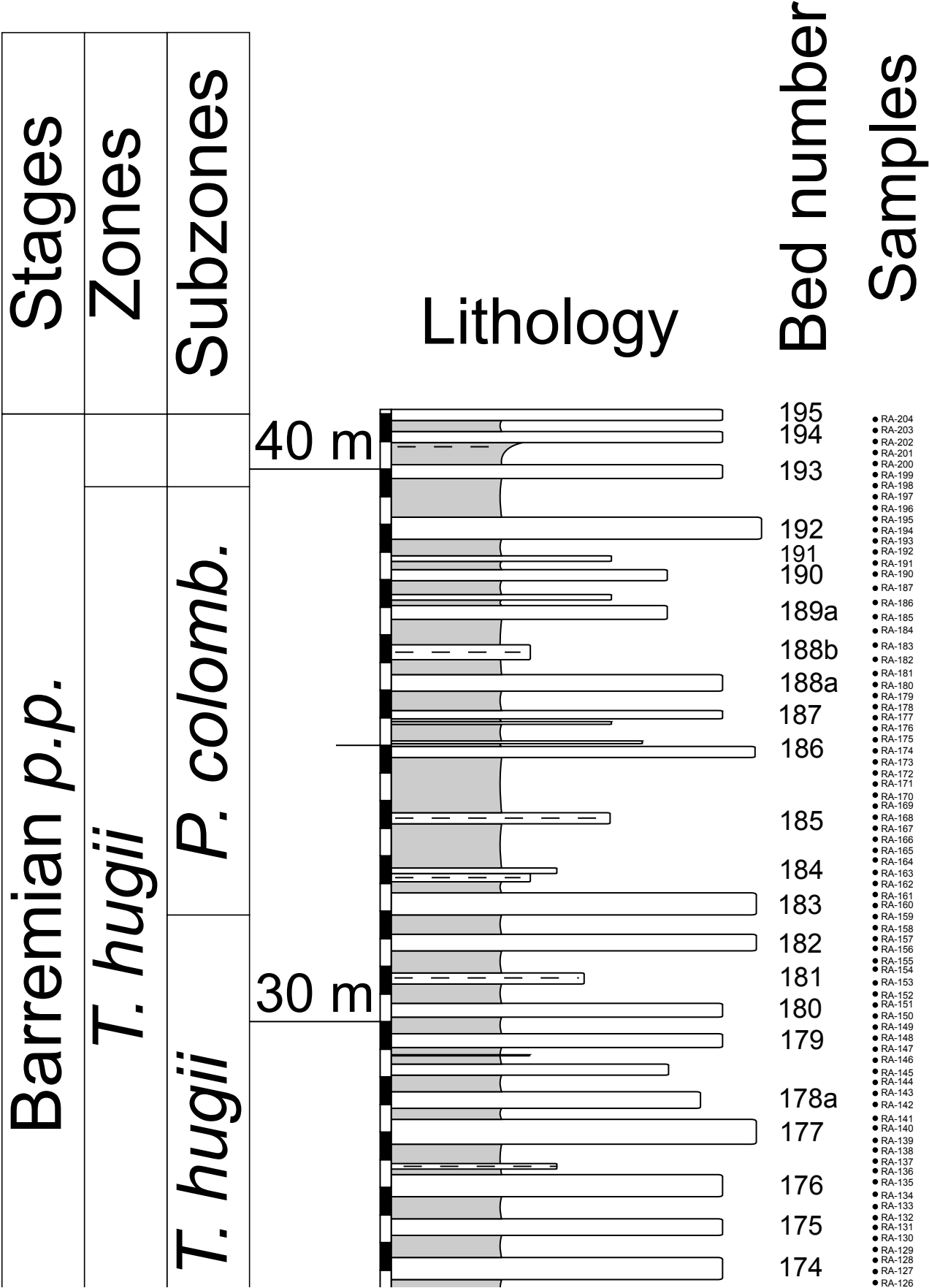
246
245
244
243
242
241
240
239
238
237
236
235
234
233
232
231

- 32
- 29
- 28
- 25
- 21
- 20
- 19
- 18
- 17
- 16
- 15
- 12
- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1
- 0



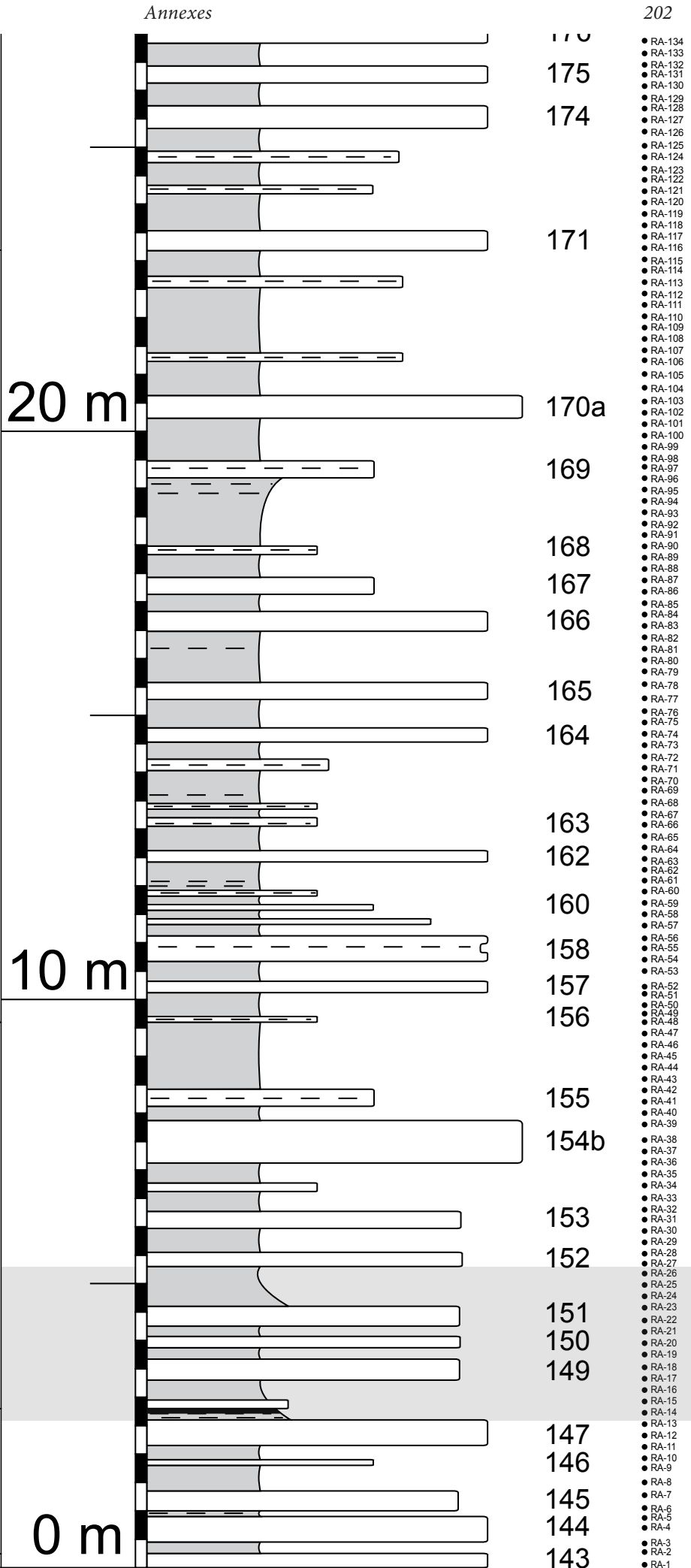
Annexe 5 : Coupe détaillée de Río Argos au passage Hauterivien-Barrémien avec position des points de données

Numérotation des bancs selon *Hoedemaeker & Leereveld (1995)*.



Faraoni OAE

Hauterivian p.p.		
<i>P. ohmi</i>		
<i>P. catulloi</i>	<i>P. picteti</i>	<i>T. l</i>
<i>P. oh.</i>		



Liste des figures

Introduction

Fig.I.1. Incertitudes sur les âges des limites d'étages du Phanérozoïque observés dans la GTS 2004.

Chapitre 1

- Fig. 1.1. Extrait de la GTS2012 sur l'intervalle Valanginien-Hauterivien.
- Fig. 1.2. Différentes propositions d'intercalibrations entre biostratigraphie et magnétostratigraphie.
- Fig. 1.3. Modèle de taux d'expansion océanique du plancher Pacifique dans l'intervalle Oxfordien-Aptien proposé par les GTS 2004 et 2008.
- Fig. 1.4. Corrélation entre les coupes de Chiaserna-Monte Acuto (Bassin de Marche-Ombrie) et de Montclus (Bassin Vocontien) basées sur le $\delta^{13}\text{C}$.
- Fig. 1.5. Séquences de 2^e et 3^e ordres et différentes hypothèses de reconstitutions du niveau marin relatif au Valanginien-Hauterivien.
- Fig. 1.6. Synthèse illustrant les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$ et Mg/Ca du Bassin Vocontien, les phases de crise des nannoconidés, les phases d'engorgement de plates-formes, et la phase d'activité du Paraná-Etendeka.

Chapitre 2

- Fig. 2.1. Les paramètres orbitaux terrestres.
- Fig. 2.2. Solutions astronomiques des paramètres orbitaux sur les 10 derniers millions d'années et leur spectre 2π -MTM.
- Fig. 2.3. Impacts des paramètres orbitaux sur la répartition de l'insolation sur Terre.
- Fig. 2.4. Longitude du périhélie par rapport à l'Équinoxe de printemps.
- Fig. 2.5. Inclinaison et longitude du noeud ascendant.
- Fig. 2.6. Évolution des périodes de la précession et de l'obliquité au cours du dernier milliard d'années.
- Fig. 2.7. Insolation au sommet de l'atmosphère à l'Équateur calculée d'après la solution La 2004.

Chapitre 3

- Fig. 3.1. Cartes paléogéographiques et localisation des coupes étudiées.
- Fig. 3.2. Bloc diagramme schématique du Bassin Vocontien au Crétacé inférieur.
- Fig. 3.3. Série synthétique du Valanginien-Hauterivien du Bassin Vocontien. Les niveaux et faisceaux repères sont indiqués.

- Fig. 3.4. Log de la coupe de La Charce.
- Fig. 3.5. Log de la coupe de Vergol-Morénas.
- Fig. 3.6. Log de la coupe de Reynier.
- Fig. 3.7. Log de la coupe d'Angles.
- Fig. 3.8. État de maturation de la matière organique mesurée sur un même banc du Valanginien et localisation des coupes étudiées.
- Fig. 3.9. Profil de la paléo-marge ibérique sud durant le Crétacé inférieur dans les zones prébétiques et subbétiques.
- Fig. 3.10. Log des coupes de Río Argos X.Ag-1 et X.Ag-5 et corrélations entre les coupes.

Chapitre 4

- Fig. 4.1. Mesure de gamma-ray avec la sonde GS-512.
- Fig. 4.2. Reproductibilité sur 30 mesures des valeurs de GRS, K, U, Th sur un banc calcaire et un interbanc marneux.
- Fig. 4.3. Relation schématique entre magnétisation et champ magnétique appliqué au minéral permettant d'illustrer les différents comportements magnétiques.
- Fig. 4.4. Dispositif lié au pont de susceptibilité magnétique Agico® Kappabridge MFK1-B.
- Fig. 4.5. Structure des principales familles de minéraux argileux.
- Fig. 4.6. Illustration de la loi de Bragg.
- Fig. 4.7. Exemple de diffractogramme d'une lame glycolée avec localisation des pics de réflexion des principales espèces de minéraux argileux.
- Fig. 4.8. Principe de l'analyse spectrale.
- Fig. 4.9. Représentation schématique du mode opératoire d'une transformée de Fourier.
- Fig. 4.10. Représentation schématique de la période de Nyquist.
- Fig. 4.11. Relation résolution fréquentielle vs. longueur de la série étudiée et zero-padding.
- Fig. 4.12. Phénomène de fuite spectrale et de lobes latéraux.
- Fig. 4.13. A. Exemples de fenêtres de pondération. B. Spectre de la fenêtre rectangulaire. C. Spectre de la fenêtre de Hanning. D. Spectre de la fenêtre de Blackman.
- Fig. 4.14. Série analysée en Fig. 4.13, pondérée par : A. une fenêtre rectangulaire (ce qui revient à ne pas pondérer la série), B. une fenêtre de Hanning, C. une fenêtre de Blackman. Spectre de puissance exprimée en $\log_{10}$ de la série pondérée par: D. une fenêtre rectangulaire, E. une fenêtre de Hanning, F. une fenêtre de Blackman.
- Fig. 4.15. Trois séquences de Slepian 2π . Lambda correspond à la valeur propre de chacune des séquences.
- Fig. 4.16. Procédure d'une analyse multi-fenêtres.
- Fig. 4.17. Exemples de simulations de bruits blanc et rouges.

- Fig. 4.18. Étapes de la procédure ML96.
- Fig. 4.19. Analyse par spectrogramme d'amplitude réalisée sur la série ETP (Eccentricity, Tilt, Precession) calculée à partir des solutions La2004 pour les deux derniers millions d'années.
- Fig. 4.20. Spectrogrammes d'amplitude réalisées par FFT sur séries pondérées par une fenêtre de Slépián et spectres 2π -MTM de séries : A. sans perturbation. B. avec un hiatus. C. avec des variations du taux de sédimentation.
- Fig. 4.21. Trois types de filtres en puissance.
- Fig. 4.22. Gain et déphasage des filtres gaussiens et de Taner.
- Fig. 4.23. A. Filtrage de deux bandes de fréquences sur une série ETP calculée entre 0 et 2Ma, l'une (en rouge) correspondant à des pics significatifs (ici l'excentricité à 100ka), l'autre (en orange) correspondant à du bruit (aucun cycle significatif détecté dans l'intervalle filtré). B. Le filtrage de la bande de fréquences associée à l'excentricité 100ka montre bien un cycle de période 100ka présentant une modulation d'amplitude sur 400ka. C. Le filtrage de la bande de fréquences associées à aucune cyclicité donne tout de même un cycle extrêmement régulier. D. L'amplitude des filtrages est remplacée sur la série. En rouge : amplitude du filtrage de la bande d'excentricité.
- Fig. 4.24. Exemple d'utilisation de l'optimisation des comparaisons entre ratios des fréquences orbitales et sédimentaires.
- Fig. 4.25. Exemple de calibration d'une échelle des temps astronomique "flottante" dans le Jurassique supérieur.

Chapitre 5

Martinez et al. (2013) - Astrochronology of the Valanginian Stage

- Fig. 1. Location of the sections studied.
- Fig. 2. Untreated GRS signals and long-term trends of the Vergol-Morénas, LaCharce, Angles and Reynier.
- Fig. 3. Spectral analyses, detrended GRS and 405-kyr band Taner filters of the Vergol-Morénas and the Reynier sections.
- Fig. 4. Spectral analyses, detrended GRS and 405-kyr band Taner filters of the La Charce and Angles sections.
- Fig. 5. Valanginian Stage integrated stratigraphy of the Vergol-Morénas-La Charce (VMLC) and Reynier-Angles (RA) composite sections compared with Chiaserna Monte Acuto (Central Italy).
- Fig. 6. Valanginian time scale and proposed durations for substages, magnetostratigraphy, ammonite (sub)zones (Standard Ammonite Zonation), calcareous nannofossil (sub) zones and rising $\delta^{13}\text{C}$ Weissert, strontium isotope stratigraphy, clay minerals, oxygen isotopes in the Vocontian Basin.
- Fig. 7. Compilation of GTS2012, radio-isotopic and cyclostratigraphic data for the Berriasian,

Valanginian and Hauterivian stages with comparison between ages for the Weissert Event and emplacement of the Paraná–Etendeka Trap.

Perspectives

- Fig. 5.1. Diagrammes OCSR réalisés à partir des données de TOC des coupes de Montclus, La Charce et Vergol et des taux de sédimentation calculés à partir de l'identification des cycles de 405 ka.

Chapitre 6

Moiroud et al. (2012) - High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning

- Fig. 1. (A) Simplified geological map of southeastern Spain showing the structural units of the Betic Cordillera, and location of the Río Argos. (B) Palaeogeographic map of the Western Tethys for Hauterivian-Barremian times with location of the section.
- Fig. 2. Diffractograms of glycolated runs for (A) a limestone bed sample and (B) a marly interbed sample. Note the higher proportions of the (002) peak of kaolinite and (001) peak illite in marls (B) compared to limestone (A).
- Fig. 3. Lithology and clay mineralogy of the X.Ag-1 section.
- Fig. 4. Total carbonate content and variations of the clay mineral ratios used as climate proxies with their respective trends. The dotted lines highlight the cycles of increasing/decreasing values for the ratios.
- Fig. 5. 2π -MTM power spectra of (A) kaolinite/(R0 I/S) ratio, (B) kaolinite/chlorite ratio, (C) kaolinite/illite ratio and (D) carbonate calcium content.
- Fig. 6. Filtering of the power spectrum of K/(I/S), for the frequencies of the total eccentricity band (E+e1), the short eccentricity (e1), the long eccentricity (E), and the long precession (P1).
- Fig. 7. Orbital calibration of K/(I/S).

Martinez et al. (2012) - An orbital floating time scale of the Hauterivian-Barremian GSSP

- Fig. 1. A, simplified geological map of the Betic Cordillera and location of the Río Argos section. B, palaeogeographic map of the Western Tethys for Hauterivian-Barremian times with location of the sections in which the F-OAE is identified.
- Fig. 2. Magnetic susceptibility (MS) and carbonate content (CaCO_3) series through the studied interval with an 11-point Gaussian-weighted moving average (thick black line).
- Fig. 3. Magnetic susceptibility (MS) versus calcium carbonate content (CaCO_3).
- Fig. 4. 2π -MTM power spectra of magnetic susceptibility (MS) series using the SSA-MTM Toolkit.

- Fig. 5. Orbital calibration of the magnetic susceptibility (MS) series.
- Fig. 6. Durations of ammonite biozones proposed in the GTS 2004 and Concise GTS 2008 compared with durations proposed in this study.
- Fig. 7. Correlation and comparative lithology, biostratigraphy and durations for the Río Argos X.Ag-1 and Angles sections.
- Fig. 8. Correlations of the F-OAE between different sections from the Western Tethys and Río Argos X.Ag-1.

Synthèse des résultats obtenus

- Fig. 6.1. Diagramme de corrélation entre la SM et la teneur en carbonate de calcium.
- Fig. 6.2. A. Évolution de la susceptibilité magnétique et des cortèges argileux en fonction de la lithologie. B. Conditions d'hydrolyse et d'apports détritiques associées au dépôt des marnes et des calcaires.
- Fig. 6.3. Propositions de durées des zones et sous-zones d'ammonites téhysiennes obtenues par calibration astronomique de la susceptibilité magnétique, du CaCO_3 et du rapport kaolinite/IS R0.
- Fig. 6.4. Calibrations astronomiques de la coupe de Río Argos à la limite Hauterivien/Barrémien à partir de la susceptibilité magnétique et du rapport kaolinite/IS R0.

Liste des tables

Chapitre 4

Table 4.1. Valeurs (en Å) des pics de réflexions basales et harmoniques des principaux minéraux argileux.

Chapitre 6

Moiroud et al. (2012) - High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning

Table 1. (A) Comparison of period ratios from the power spectra of K/(R0 I/S), and (B) theoretical Hauterivian orbital period ratios.

Table 2. Synthesis of the ammonite biozone durations proposed in this study, compared with the GTS2004 and GTS2008, and other cyclostratigraphic works.

Martinez et al. (2012) - An orbital floating time scale of the Hauterivian-Barremian GSSP

Table 1A. Period ratios between bands identified in the sedimentary spectrum.

Table 1B. Period ratios between orbital cycles deriving from the La2004 solution for the 125-135 Ma interval.

Liste des annexes

Annexe 1. Coupe détaillée de La Charce et position des données.

Annexe 2 : Coupe détaillée de Vergol-Morénas et position des données.

Annexe 3 : Coupe détaillée de Reynier et position des données.

Annexe 4 : Coupe détaillée d'Angles et position des données.

Annexe 5 : Coupe détaillée de Río Argos au passage Hauterivien-Barrémien avec position des points de données.

