

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE

École doctorale : Science de la matière, du rayonnement et de l'environnement

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers - Terre solide et enveloppes superficielles

**Dépôts organiques en milieu marin : les facteurs
clés des bassins hémipélagiques
Le Mésozoïque du Bassin du Sud-Est de la France**

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille

Date de soutenance : 11 juin 2018

Par :

Alexis CAILLAUD

Devant un jury composé de :

Nicolas TRIBOVILLARD & Viviane BOUT-ROUMAZEILLES (directeurs de thèse)

François BAUDIN & Philippe MARTINEZ (rapporteurs)

Armelle RIBOULLEAU, Pierre PELLENARD et Jean-Noël FERRY (examineurs)



Remerciements

Je tiens tout d'abord à exprimer ma gratitude à mon directeur de thèse : Nicolas. Tout au long de ces trois années, vos conseils et vos remarques m'ont permis d'avancer et de mener à bien ce projet. J'ai énormément apprécié nos échanges ainsi que l'autonomie que vous m'avez laissé durant cette thèse. Par-dessus-tout, vous avez su me transmettre votre intérêt pour la géologie de la matière organique et pour la géochimie sédimentaire. Merci également pour toutes les corrections que vous avez pu apporter à ce manuscrit.

Je tiens également à remercier une personne qui m'a énormément aidé au quotidien durant la thèse : Melesio. Bien sûr, tu as activement participé aux résultats présentés dans ce manuscrit avec les analyses de géochimie organique. Mais surtout, je n'aurais pas pu réaliser ce projet sans ton aide énorme sur le terrain et sans nos nombreuses discussions à propos des résultats. Encore merci !

Je souhaite également remercier Armelle Riboulleau, Viviane Bout-Roumazeilles et Jean-Yves Reynaud pour leur participation à ce projet, à travers les réunions, discussions et terrains. Votre aide à chacun a été très précieuse.

Je tiens également à remercier les membres du jury qui me font l'honneur d'accepter d'évaluer ce travail.

Je remercie Jean-Luc Auxière pour m'avoir donné l'opportunité de faire cette thèse à l'époque où j'étais chez TOTAL. Un grand merci également à Christian Blanpied et François Leparmentier pour m'avoir soutenu et fait confiance après mon master !

Je remercie Jean-Noël Ferry, Anne-Claire Chaboureau, Jean-Loup Rubino, Massimo Dall'Asta, Chloé Le Gouche, Yannick Murlot, Cécile Robin, Guillaume Dera et Gêrôme Calvès avec qui j'ai souvent pu discuter des résultats et des interprétations.

Je remercie aussi les différentes personnes avec qui j'ai collaboré pendant cette thèse : François Baudin, Anthony Chappaz, Thierry Adatte, Philippe Courville, Cyprien Lanteaume, Anthony Tendil et Camille Frau.

Je remercie toutes les personnes croisées au SN5 à Lille pour leur aide au quotidien : Alain, Aloys, Annette, Béatrice, Bruno, Catherine, Céline, César, Claire, Cyril, Dany, Éric, Fabien, Franck, François, Jacky, Jean-Luc, Kévin, Louise, Marie-Christine, Olivier, Philippe, Sandra, Sophie, Virginie. Pour m'avoir initié au labo et aidé par la suite, j'adresse un grand merci à Marion Delattre, Romain Abraham et Déborah Ponlevé. Je remercie également Monique Gentric pour toute l'aide qu'elle a pu m'apporter

durant ces trois années. Je remercie les deux stagiaires que j'ai encadré, Amine et Bastien, et je vous souhaite le meilleur pour la suite. Je remercie également les stagiaires qui ont participé aux analyses moléculaires avec Melesio : Anélia Petit, Sarah Benkadi et Nesrine Saidi. Bien sûr, un grand merci aux (post) doctorants ou anciens doctorants pour ces belles années lilloises (je ne cite pas de nom pour vexer tout le monde).

Enfin, je souhaite remercier tous mes amis pour leur soutien, même indirect : Aurélie, Auxane, Bastian, Bastien, Benoit, Camille, Charlotte, Damien, Jordane, Julien, Louis, Manon, Mathieu, Mathilde, Matthieu, Miguel, Nicolas, Olivier, Pierre, Pierre, Pierre, Quentin, Rachel, Romane, Ronald, Sylvain, Tristan, William et Xavier.

Je souhaite remercier ma famille, et tout particulièrement mes parents et mon frère, pour leur soutien sans faille. Venir à Lille pour faire cette thèse m'a fait te rencontrer. Merci infiniment Stéphanie, le plus beau est à venir.

Résumé

L'objectif de ce travail est d'étudier la sédimentologie des dépôts organiques en domaine marin distal afin de comprendre les processus de transport et de préservation de la matière organique (MO) d'origine marine et terrestre, ainsi que sa distribution dans les différents cortèges sédimentaires. Pour accomplir ce travail, une approche multi-facteurs a été réalisée (pyrolyse Rock-Eval, granulométrie laser, DRX de la fraction argileuse, géochimie organique et inorganique) sur deux formations déposées dans un bassin hémipélagique : les Terres Noires du Jurassique supérieur et les Marnes Bleues de l'Aptien-Albien du Bassin du Sud-Est de la France, apophyse de l'océan Téthys au cours du Mésozoïque. Ces formations affichent des teneurs organiques faibles pour les Terres Noires (< 1 wt%, MO d'origine terrestre et fossile) et relativement plus riches pour les Marnes Bleues, qui contiennent des niveaux organiques (> 1 wt%, MO d'origine terrestre et/ou marine). Les résultats démontrent qu'il n'y a pas de relation entre le cortège organique et la granulométrie de la fraction terrigène ou la minéralogie de la fraction argileuse, cette dernière représentant moins de 1% de la composition totale des sédiments. Toutefois, on constate une relation entre la teneur en silts et l'occurrence des niveaux plus riches en MO. Des turbidites sont présentes dans un niveau organique particulier des Marnes Bleues (Faisceau Goguel) mais elles n'ont pas acheminé de MO terrestre dans le bassin ; au contraire, elles ont eu un rôle négatif sur la préservation du contenu organique (ventilation du fond du bassin et diffusion d'O₂ dissous dans les sédiments sous-jacents). De la MO terrestre est observée dans certains niveaux organiques, mais sans lien avec des dépôts gravitaires, signifiant donc que la MO terrestre peut être transportée vers le domaine marin distal sans nécessairement impliquer des processus gravitaires. L'occurrence de sédiments organiques d'origine terrestre semble plutôt liée à des facteurs à plus large échelle : des conditions climatiques humides et des contextes océanographiques et/ou tectoniques particuliers. Il n'y a pas de lien évident entre la nature de la MO et les cortèges de dépôts dans les séquences stratigraphiques de 3^e ordre, cependant, on constate que tous les niveaux organiques se sont déposés dans un contexte de haut niveau marin relatif. L'apport majeur de ce travail concerne l'approche multi-facteurs de la sédimentologie de la MO en domaine marin. Pour une productivité primaire marine constamment faible à normale dans ce cas d'étude, il a été mis en avant le rôle de 3 facteurs clés pour la formation de dépôts organiques en bassin hémipélagique : le taux de sédimentation (dilution vs condensation), la nature intrinsèque de la MO (terrestre vs marine), et les conditions d'oxygénation du bassin (oxique vs anoxique). A ces 3 facteurs de premier ordre peuvent s'adjoindre des facteurs subalternes. La formation d'un niveau organique résulte d'une combinaison favorable d'au moins deux de ces facteurs. Les niveaux organiques les plus riches en MO (cumulant le plus de circonstances favorables) sont les événements anoxiques globaux de la partie moyenne du Crétacé (les OAEs de la littérature), qui montrent que l'anoxie est le facteur permettant les plus fortes accumulations organiques dans ce type de bassin sédimentaire.

Abstract

The goal of this work is to study the sedimentology of organic deposits in distal marine environment in order to understand the processes responsible for transport and preservation of organic matter (OM) of marine and terrestrial origin, as well as its distribution in various sedimentary settings. To perform this work, a multi-factor approach was carried out (Rock-Eval pyrolysis, laser-based grain-size determination, XRD of the clay fraction, organic and inorganic geochemistry) on two formations deposited in a hemipelagic basin: the Upper Jurassic Terres Noires and the Marnes Bleues of the Aptian-Albian of the South-Eastern Basin of France, a sub-basin of the Tethys Ocean during most of the Mesozoic. These formations have low organic levels regarding the Terres Noires (TOC <1 wt%, OM of terrestrial and fossil origin) and relatively richer for the Marnes Bleues that contain organic levels (TOC > 1 wt%, OM of terrestrial and/or marine origin). The results demonstrate that there is no relationship between the organic content and the grain size of the terrigenous fraction or the mineralogy of the clay fraction, the latter representing less than 1% of the total sediment composition. However, there is a relationship between the silt content and the occurrence of higher contents of OM. Turbidites are present in a particular organic level of the Marnes Bleues (Goguel Level) but they did not convey terrestrial OM in the basin; on the contrary, they had a negative role upon the preservation of the organic content (bottom-basin ventilation and diffusion of dissolved O₂ into the underlying sediments). Terrestrial OM is observed in some organic levels, but not related to gravity deposits, meaning that terrestrial OM can be transported to the distal marine domain without necessarily involving gravity processes. The occurrence of terrestrial-OM containing sediments appears to be related to larger scale factors, namely, humid climatic conditions and particular oceanographic and tectonic contexts. There is no clear link between the nature of the OM and the place of the deposits in the 3rd order stratigraphic sequences, however, it is observed that all organic levels were deposited in a context of high relative sea-level. The major contribution of the present work concerns the multi-factor approach to the sedimentology of OM in the marine domain. For a constantly low to normal marine primary productivity in this case studied, it was highlighted the role of 3 key factors for the formation of organic deposits in the hemipelagic basin: the sedimentation rate (dilution vs. condensation), the intrinsic nature of OM (terrestrial vs. marine), and basin oxygenation conditions (oxic vs. anoxic). To these 3 first-order factors can be added subordinate factors. The formation of an organic level results from a favorable combination of at least two of these factors. The organic levels the richest in OM (accumulating the most favorable circumstances) are the global anoxic events of the middle part of the Cretaceous (the OAEs of the literature), which show that anoxia is the factor allowing the strongest organic accumulations in this type of sedimentary basin.

Table des matières

Chapitre 1 – Introduction

1. Contexte global	p. 1
2. Axes de réflexions	p. 2
3. Cadre d'étude	p. 2
4. Moyens mis en œuvre	p. 2
5. Organisation du mémoire de thèse	p. 3

Chapitre 2 – État des connaissances sur les axes de réflexions de la thèse

1. Sédimentologie de la MO en milieu marin	p. 5
2. Transport et préservation de la MO en domaine marin profond : rôle des argiles et des courants turbiditiques	p. 8
3. Sédiments organiques dans un cadre séquentiel	p. 13
4. Références	p. 16

Chapitre 3 – Formation des Terres Noires : synthèse bibliographique

1. Introduction	p. 21
2. Cadre géodynamique, paléogéographique, paléoclimatique et paléocéanographique du nord-ouest de la Téthys à la limite Jurassique moyen – Jurassique supérieur	p. 27
3. Contexte structural du Bassin du Sud-Est de la France durant l'intervalle callovo-oxfordien	p. 30
4. Formation des Terres Noires	p. 32
5. Intérêts de la Formation des Terres Noires dans cette étude	p. 66
6. Références	p. 68

Chapitre 4 – Formation des Marnes Bleues : synthèse bibliographique

1. Introduction	p. 73
2. Contexte structural du Bassin Vocontien durant l'Aptien	p. 77
3. Paléoclimat et paléocéanographie dans le Bassin Vocontien durant l'Aptien et le début de l'Albien	p. 81
4. Formation des Marnes Bleues	p. 83
5. Intérêts de la formation des Marnes Bleues	p. 119
6. Références	p. 121

Chapitre 5 – Distribution hétérogène de la matière organique lors d'un évènement anoxique global dans un bassin hémipélagique : exemple du Faisceau Goguel (OAE 1a) du Bassin Vocontien, France

Avant-propos	p. 125
1. Introduction	p. 128
2. General considerations about the Early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a)	p. 130
3. Geological setting of the Vocontian Basin during the Aptian	p. 131
4. Expression of the OAE 1a in the Vocontian basin: overview of the historical “Goguel level” through the literature	p. 132
5. Materials and methods of the present study	p. 138
6. Results	p. 142
7. Interpretations	p. 152
8. Discussion: impact of sedimentary condensation and turbidite inputs in a low oxygenated, deep part of a basin	p. 162
9. Conclusions	p. 164

10. Acknowledgements	p. 165
1. References	p. 166
12. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO	p. 172
13. Rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO et variation du contenu organique le long de la pente vocontienne	p.172

Chapitre 6 – Transect proximal-distal dans les Terres Noires du Bassin Subalpin : un bon témoin d'évènements globaux à défaut d'accumuler de la matière organique

Avant-propos	p. 173
1. Introduction	p. 175
2. Geological setting of the Subalpine Basin during the Jurassic	p. 177
3. The Terres Noires Formation	p. 180
4. Materials and Methods	p. 181
5. Results	p. 189
6. Interpretations	p. 203
7. Conclusion	p. 211
8. References	p. 212
9. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO	p. 217
10. Variation du contenu organique le long du transect proximal-distal	p. 217

Chapitre 7 – Niveaux organiques de l'aptien-albien : les leçons apprises de la « grande loterie » du Bassin Vocontien

Avant-propos	p. 219
1. Introduction	p. 222
2. Geological setting of the Vocontian Basin during the Lower Cretaceous	p. 224
3. The Marnes Bleues Formation (Aptian to Albian)	p. 224
4. Organic Levels within the Marnes Bleues Formation	p. 228
5. Materials and Methods	p. 234
6. Results	p. 239
7. Interpretations: what are the factors that influence the organic matter sedimentation?	p. 250
8. Discussion	p. 262
9. Conclusion	p. 268
10. References	p. 269
11. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO	p. 275
12. Rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO	p. 275
13. Position des niveaux organiques dans une logique séquentielle	p. 275
14. Déterminisme pour chaque dépôt organique ?	p. 275

Chapitre 8 - Synthèse et conclusions

1. Problématiques et principaux résultats	p. 277
2. Synthèse des résultats en fonction des axes de réflexion de la thèse	p. 278
3. Conclusions générales	p. 280

Annexes

Exemple d'un dépôt organique de la fin du Barrémien : le Niveau Taxy de Cassis-La Bédoule en Provence, France	p. 283
Tables des chapitres 5, 6 et 7	p. 295

Chapitre 1 - Introduction

1. Contexte global

La matière organique (MO) occupe une place centrale dans notre modèle de vie actuel grâce ses nombreuses applications directes ou indirectes. Comprendre et étudier le cycle du carbone organique a permis à l'Homme de se nourrir via l'agriculture, de se chauffer et de se déplacer via des combustibles fossiles, ou encore de développer le domaine de la chimie organique, à l'origine de nombreux produits manufacturés.

Dans les Sciences de la Terre, l'étude de la MO est un domaine à part entière, dont l'avancement des connaissances a été motivé ces dernières décennies par des intérêts scientifiques et industriels. Dans les anciens domaines marins, la MO est enregistrée dans les sédiments, et, à ce titre, l'étude de la sédimentologie de la MO permet d'apporter des renseignements sur l'environnement de dépôt des sédiments ainsi que sur d'éventuels variations climatiques et océanographiques. De même, l'état de maturité de la MO sédimentaire peut révéler des événements tectoniques ayant affecté les bassins sédimentaires. Durant son enfouissement, la MO sédimentaire se transforme en hydrocarbures. Historiquement, les industries pétrolières se sont souvent concentrées sur l'étude des roches réservoirs contenant les hydrocarbures (calcaires et grès), mais, depuis maintenant une quinzaine d'années, les roches productrices d'hydrocarbures (roches mères pétrolières, argiles-silts) font l'objet d'un regain d'intérêt. Cette curiosité accrue envers la sédimentologie de la MO et les roches mères pétrolières a mis en exergue certains verrous scientifiques, parmi lesquels : a) la non-uniformité des modèles de formation des sédiments riches en MO, même dans le cas d'événements anoxiques globaux ; b) une probable hétérogénéité horizontale dans la distribution du contenu organique dans un niveau lithologique défini, allant de l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle du bassin sédimentaire, parfois malgré des conditions de dépôt qui semblent identiques ; c) un possible biais dans l'évaluation des roches mères pétrolières via la détermination de la typologie des kérogènes, impliquant donc une vision erronée de l'origine de la MO ; d) la présence de sédiments riches en MO pas forcément en adéquation avec la dynamique sédimentaire du bassin, incitant à revoir les relations entre le cortège organique et les cortèges de dépôts sédimentaires ; et, e) des configurations océanographiques problématiques, notamment concernant la compréhension des mouvements et/ou stagnations des masses d'eau anoxique.

Parmi tous ces questionnements émergents, dans certains bassins océaniques, il est apparu que le domaine bathyal-abyssal pouvait accumuler une proportion significative de MO d'origine terrestre, alors que classiquement, les sédiments organiques distaux sont présentés comme étant enrichis en MO d'origine marine. Ces observations contre-intuitives ont motivé le financement par la compagnie TOTAL d'un projet de recherche sur les modes d'accumulation de la MO en milieu marin distal, avec

une attention particulière portée à la nature intrinsèque de la MO déposée en domaine profond (marine vs terrestre).

2. Axes de réflexions

L'intérêt de cette thèse portant sur la sédimentologie de la MO marine et/ou terrestre en domaine marin distal, 3 axes de réflexions avaient été dégagés au début du projet :

- 1) Quels sont les modalités de transport de la MO terrestre dans le domaine marin profond, en rapport avec la fraction terrigène fine, et/ou, en relation avec des sédiments gravitaires ?
- 2) En plus d'un possible rôle sur le transport, les argiles peuvent-elles avoir un rôle favorisant la préservation ?
- 3) Peut-on placer l'évolution du cortège organique (teneur, nature, état de préservation) dans une logique séquentielle le long d'une marge continentale ? Dans l'affirmative, existe-t-il une relation avec la fraction terrigène fine et/ou le cortège minéralogique des argiles ?

3. Cadre d'étude

Pour aborder la problématique et les axes de réflexions qui en découlent, l'objet géologique choisi fut le Bassin du Sud-Est de la France, où deux formations argilo-marneuses mésozoïques affleurent : la formation des Terres Noires (Bajocien/Bathonien à Oxfordien inférieur) et la formation des Marnes Bleues (Aptien à Albien). Ces formations géologiques ont été retenues car : a) elles permettent grâce à de bonnes conditions d'affleurement à l'échelle du Sud-Est de la France d'avoir accès à un transect « proximal-distal » le long d'une ancienne marge continentale ; b) elles contiennent suffisamment de MO marine et/ou terrestre pour étudier de possibles variations verticales et horizontales dans le cortège organique, grâce notamment à l'occurrence de niveaux organiques à la répartition globale (événements anoxiques, « OAEs ») ; et, 3) elles ont fait l'objet de nombreuses études permettant d'avoir un cadre sédimentologique, tectonique et stratigraphique très bien défini.

4. Moyens mis en œuvre

Dans l'optique de répondre au mieux aux problématiques découlant de la sédimentologie de la MO en domaine marin distal, outre les études de terrains, plusieurs outils ont été utilisés au Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) de l'Université de Lille et via des collaborations. Avant de comprendre les modalités d'accumulation du carbone organique, il est essentiel de connaître les teneurs en MO dans les sédiments. Pour ce faire, des pyrolyses de Rock-Eval 6 ont été effectuées à Paris au laboratoire de l'ISTEP grâce à l'obligeance de François Baudin. Dans le but d'observer des possibles

relations avec la MO, les analyses de granulométrie et la détermination des cortèges argileux ont été réalisées au LOG, à partir d'un diffractomètre laser et d'un appareil de diffractométrie de rayons X (DRX). La géochimie inorganique, indispensable pour déterminer les conditions d'oxygénation et de productivité primaire durant le dépôt du sédiment, a été réalisée au département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'Université Centrale du Michigan aux USA par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS), en collaboration avec Anthony Chappaz, et à l'Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Lausanne en Suisse par spectrométrie de fluorescence (XRF), en collaboration avec Thierry Adatte. La géochimie organique, nécessaire pour caractériser la nature de la MO et valider les observations de géochimie inorganique pour les conditions redox, a été réalisée au LOG par Melesio Quijada, post-doc œuvrant dans le cadre du même projet Total pendant les 3 ans que dura la préparation de ma thèse.

5. Organisation du mémoire de thèse

Tout d'abord, il est proposé un bref aperçu de l'état des connaissances de la sédimentologie de la MO en domaine marin distal, avec un regard plus particulier sur chacun des 3 axes de réflexions définis au début de la thèse. Par la suite, des synthèses bibliographiques sur les formations des Terres Noires et des Marnes Bleues sont présentées, notamment afin de présenter plus en détails des éléments qui pourraient se montrer intéressants dans le cadre de ce travail. Dans le but d'être publiés après la thèse, les chapitres de résultats sont rédigés en anglais selon le format d'un article scientifique. Les résultats étant ce qu'ils sont, et notamment pour les Terres Noires, le chapitre n'aborde pas obligatoirement les problématiques définies au début de la thèse. Ainsi, pour alimenter la discussion sur le contexte géologique et sur la sédimentologie de la MO, une section en français est présente en fin de chapitre.

Le premier chapitre de résultats traite d'un événement global à l'échelle de l'océan de la Téthys : l'événement anoxique du début de l'Aptien (OAE 1a), correspondant au Faisceau Goguel dans le Bassin Vocontien. Les coupes proximales et distales permettent de discuter des variations organiques et sédimentologiques le long de l'ancienne pente vocontienne, et également du rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO.

Le second chapitre de résultats va traiter des résultats sur la formation des Terres Noires, au travers de trois sections composites situées le long d'un transect proximal-distal. A partir des résultats, il est possible de comparer les variations des paramètres sédimentologiques et organiques dans le temps (Oxfordien inférieur et moyen) et dans l'espace (plate-forme, domaine intermédiaire, bassin profond).

Le troisième chapitre de résultats aborde les problématiques de sédimentologie de la MO en milieu marin distal, via une étude globale des niveaux organiques contenus dans la formation des Marnes Bleues. Les données permettent de discuter de l'influence du taux de sédimentation, de l'oxygénation, de la nature intrinsèque de la MO et de la productivité primaire dans la formation d'un sédiment riche en MO.

Enfin, la partie discussion-conclusion permet de replacer les résultats par rapport au contexte géologique, de présenter les grands enseignements à retenir de ce travail, et de discuter des perspectives dans le contexte global abordé au début de l'introduction.

Chapitre 2 - État des connaissances sur les axes de réflexions de la thèse

Les généralités concernant la sédimentologie de la MO seront présentées de façon succincte, avant un bref état des connaissances à propos du rôle des argiles et des apports turbidites dans le transport et la préservation de la MO. Enfin, la position des sédiments organiques dans la stratigraphie séquentielle sera discutée.

1. Sédimentologie de la MO en milieu marin

Les teneurs organiques dans les sédiments marins dépendent de 2 facteurs de premier ordre (Tyson, 1995 ; Sageman et al., 2003 ; Bohacs et al., 2005 ; Baudin et al., 2007) : (1) la production de carbone organique ; (2) le temps d'exposition de ce carbone organique à l'oxygène ; (3) le taux de sédimentation.

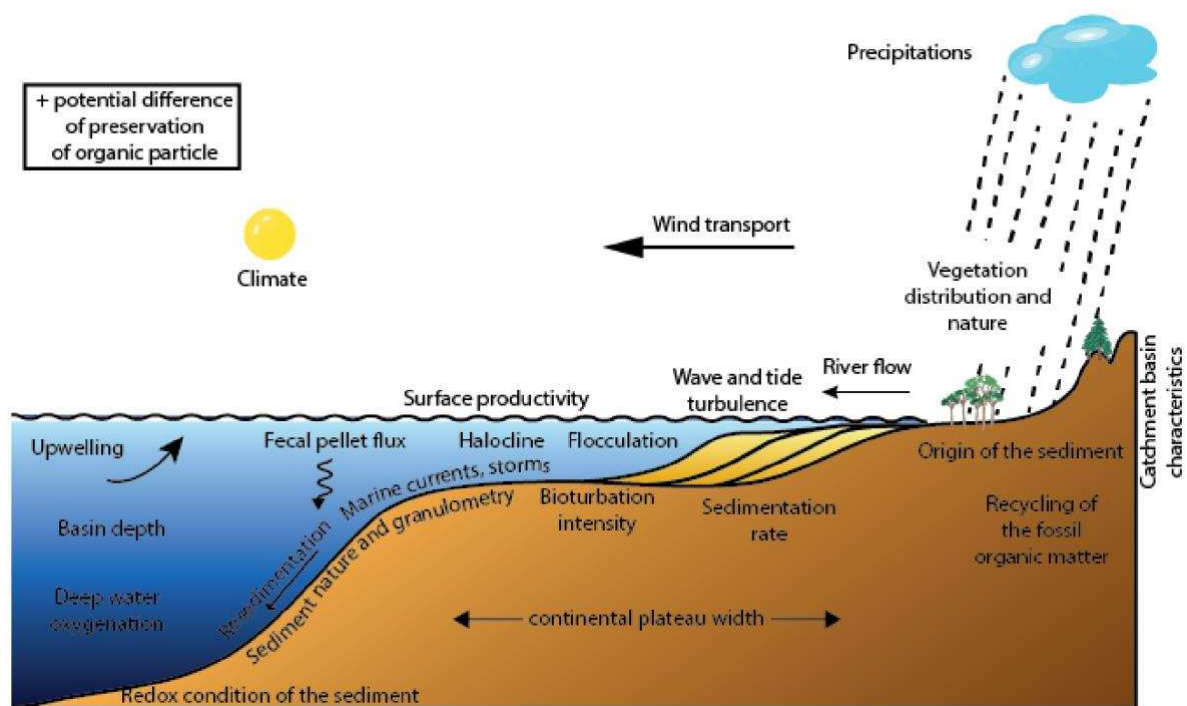


Figure 2.1 : Schéma montrant les paramètres influençant la sédimentologie de la MO (redessiné de Tyson, 1995, dans Bruneau, 2016).

La **productivité primaire marine** est guidée majoritairement par la production de MO via la photosynthèse du phytoplancton marin (Fig. 2.1). Cette production de MO permet d'alimenter l'ensemble des organismes marins hétérotrophes qui contribueront par la suite à l'export de carbone organique dans les fonds marins, à raison de 50 000 Tg par an (Hedges et Keil, 1995). La productivité primaire dépend en premier lieu de paramètres environnementaux tels que la présence de nutriments (azote, phosphore, fer sous forme métabolisable), la température, l'ensoleillement et la turbulence de

l'eau. Il peut être intéressant également d'intégrer la **production organique terrestre** dans ce facteur, extrêmement variable en fonction des climats sur les continents (Baudin et al, 2007). En effet, la végétation alimente continuellement les sols en carbone organique en y étant en partie reminéralisée. L'érosion des sols relayée par le transport par les fleuves est le principal moyen d'advection de la MO terrestre en domaine marin, loin devant le transport éolien. La MO terrestre arrive sous forme particulaire ou dissoute ($< 0,5 \mu\text{m}$) dans le domaine marin, et par la suite, la MO continentale particulaire (débris de végétaux supérieurs, matières humiques, MO fossile) sera la seule forme à être préservée dans les sédiments marins. Il existe une corrélation positive entre le ruissellement sur les terres émergées et le carbone organique terrestre exporté vers le domaine marin, impliquant donc qu'un climat humide joue le rôle de producteur et d'exportateur de MO terrestre. Les environnements qui produisent le plus de carbone organique sont les upwelling côtiers et les forêts tropicales humides (Fig. 2.1, Baudin et al., 2007).

Bien qu'il y ait une intense production de carbone organique sur les terres et dans la mer, la taux de fossilisation de la MO dans les sédiments marins représente seulement 0,3% à 0,5% de cette production (Hedges et Keil, 1995 ; Burdige, 2007). Le carbone organique, quelle que soit son origine, doit traverser la colonne d'eau avant de sédimenter. Cette étape va dégrader la MO, puisqu'elle va subir une reminéralisation par des bactéries aérobies hétérotrophes (Desmaison et Moore, 1980). En conditions oxiques, la dégradation de la MO est corrélée positivement avec le temps de résidence dans l'eau. Cependant, durant cette phase de transfert vers les fonds marins, la proportion de MO reminéralisée peut être réduite grâce à certains mécanismes comme : a) la nature intrinsèque de la MO (principe de préservation sélective, MO continentale plus réfractaire, MO marine plus labile, Hedges et Keil, 1999 ; Burdige, 2007 ; Zonneveld et al., 2010) ; b) la densité des composés organiques (vitesse de chute des particules organiques, Alldredge, 1998) ; et, c) l'agrégation des particules organiques entre elles (pelotes fécales de zooplancton) ou la floculation sous la forme de complexes organo-minéraux avec des argiles (Mayer, 1994 ; Keil et al., 1994). Toutefois, le facteur prépondérant de cette phase de transition pour la MO reste l'**oxygénation** du milieu (Fig. 2.1), notamment proche de l'interface eau/sédiment. En effet, même si l'oxygène dissous peut être diffusé dans les premiers centimètres du dépôt, rapidement, la MO franchit le front redox dans le sédiment. Des conditions de déposition oxique pour le sédiment impliquent une reminéralisation efficace de la MO, à cause de la dégradation microbienne aérobie et du développement de la macrofaune benthique, cette dernière favorisant la remobilisation des sédiments récemment déposés et donc leur oxydation. Même si la dégradation de la MO continue en milieu anaérobie, elle est bien moins efficace (Bastviken et al., 2004). Des conditions dysoxiques à anoxiques peuvent être atteintes dans les fonds marins en conséquence : a) d'apports importants de carbone organique, ce qui provoque une consommation d'oxygène intense par les bactéries durant la reminéralisation de la MO ; et/ou ; b) d'un isolement des masses d'eaux profondes du bassin par rapport aux sources de renouvellement d'oxygène, c.a.d., des courants océaniques profonds bien oxygénés. Ces

deux phénomènes correspondent à deux modèles de formation d'environnements marins dysoxygènes à anoxiques (Schlanger and Jenkyns, 1976 ; Demaison and Moore, 1980 ; Bralower and Thierstein, 1984 ; Arthur et al., 1990 ; Pedersen and Calvert, 1990 ; Erba, 1994 ; Erbacher et al., 1996 ; 2001 ; Premoli Silva et al., 1999 ; Leckie et al., 2002 ; Jenkyns, 2010 ; entre autres) : a) la zone à minimum d'oxygène, modèle guidé par une productivité primaire marine intense, comme cela peut être le cas dans les cellules d'upwellings ; et b) la stratification de la colonne d'eau, en conséquence d'un confinement du bassin, avec comme exemples la Mer Noire (circulation estuarienne) et la Mer Méditerranée (circulation anti-estuarienne). Ces deux modèles sont discutés dans le chapitre 7 pour la formation des Marnes Bleues.

Les **taux de sédimentation** ont également un rôle important dans l'enregistrement organique. Le contenu organique d'un sédiment est forcément impacté par le taux de sédimentation des particules inorganiques qui diluent le carbone organique (Ibach, 1982 ; Creaney et Passey, 1993 ; Tyson, 2001 ; 2005 ; Sageman et al., 2003 ; Bohacs et al., 2005, Van Buchem et al., 2005). D'après les travaux de Tyson (2001 ; 2005), en conditions anoxiques et avec un taux de sédimentation très faible (< 5 cm/ka), une augmentation de ce dernier voit s'améliorer l'accumulation de MO dans le sédiment. Cependant, une diminution du taux de sédimentation ne va pas obligatoirement aboutir à un effet néfaste pour les teneurs en carbone organique du sédiment, puisque cela concentrera la MO. Au-dessus de 10 à 20 cm/ka, l'effet de dilution entre en jeu et les teneurs organiques diminuent drastiquement. En conditions oxygènes, il semblerait que ce soit le phénomène inverse : un faible taux de sédimentation entraînerait une dégradation accrue de la MO à cause d'un temps d'exposition à l'oxygène trop long (reminéralisation plus intense par les organiques benthiques et l'activité bactérienne) ; alors qu'une augmentation du taux de sédimentation pourrait favoriser l'enfouissement de la MO en réduisant le temps d'exposition à l'oxygène dans le sédiment (Tyson, 1995), ce qui est notamment le cas dans les régions à upwelling. En plus du taux de sédimentation, la nature des particules joue un rôle, puisque la fraction carbonatée diluerait plus rapidement le contenu organique que la fraction siliceuse (Ibach, 1982).

De nombreux mécanismes interviennent dans les trois facteurs discutés précédemment, dont certains font partie des objectifs initiaux de la thèse. En effet, il est prévu d'étudier l'impact des argiles et des courants turbiditiques sur le transport et la préservation de la MO continentale, pour ensuite essayer de contextualiser le transport et la préservation de la MO dans un cadre séquentiel le long de la marge étudiée.

2. Transport et préservation de la MO en domaine marin profond : rôle des argiles et des courants turbiditiques

Dans cette partie, l'accent sera mis sur le rôle des argiles et des turbidites dans le transport et la préservation de la MO terrestre mais aussi marine. Évidemment, d'autres phénomènes impactent le transport et la préservation de la MO.

2.1. Transport

Durant l'humification dans les sols, des complexes organo-minéraux vont se former par adsorption de la MO par les argiles, et ensuite s'agréger en complexes de tailles plus importantes (Tisdal et Oades, 1982 ; Virto et al., 2008). Plus rarement, la MO préservée peut être présente dans des occlusions formées par une matrice minérale dérivée d'organismes. Ces mécanismes de préservation permettent de ralentir la décomposition microbienne d'une petite partie de la MO terrestre dans les sols (Fig. 2.2, Mead et Goni, 2008 ; Keil et Mayer, 2014). En temps normal, seule la MO dissoute (acides fulviques) est exportée par ruissellement, mais, lors des fortes crues des rivières, des composés humiques vont être exportés de façon plus efficace sous la forme d'agrégats de petites et moyennes tailles (MO dissoute et particulaire, Keil et Mayer, 2014 et références y-incluses). Ces événements catastrophiques vont également favoriser l'export de débris de plantes plus grossiers que l'on retrouvera dans des sédiments marins profonds déposés par des courants hyperpycniaux (Blair et Aler, 2012). La MO terrestre transportée sous la forme de complexes organo-minéraux va être en partie désagrégée à la transition fleuve-océan, à cause de l'augmentation de la force ionique (paramètre dont dépend l'activité des ions en solution aqueuse) de l'eau mer par rapport à l'eau douce (Arnarson et Keil, 2007). La MO terrestre exportée va donc être plus dégradable à l'embouchure des fleuves (Keil et al., 1994). Ce phénomène ne favorise donc pas l'export de carbone organique terrestre, et, c'est pour cela que la notion de préservation sélective de certains composants réfractaires de la MO terrestre va entrer en jeu et préserver une partie du cortège organique continental (Hedges et Keil, 1999 ; Burdige, 2007 ; Zonneveld et al., 2010).

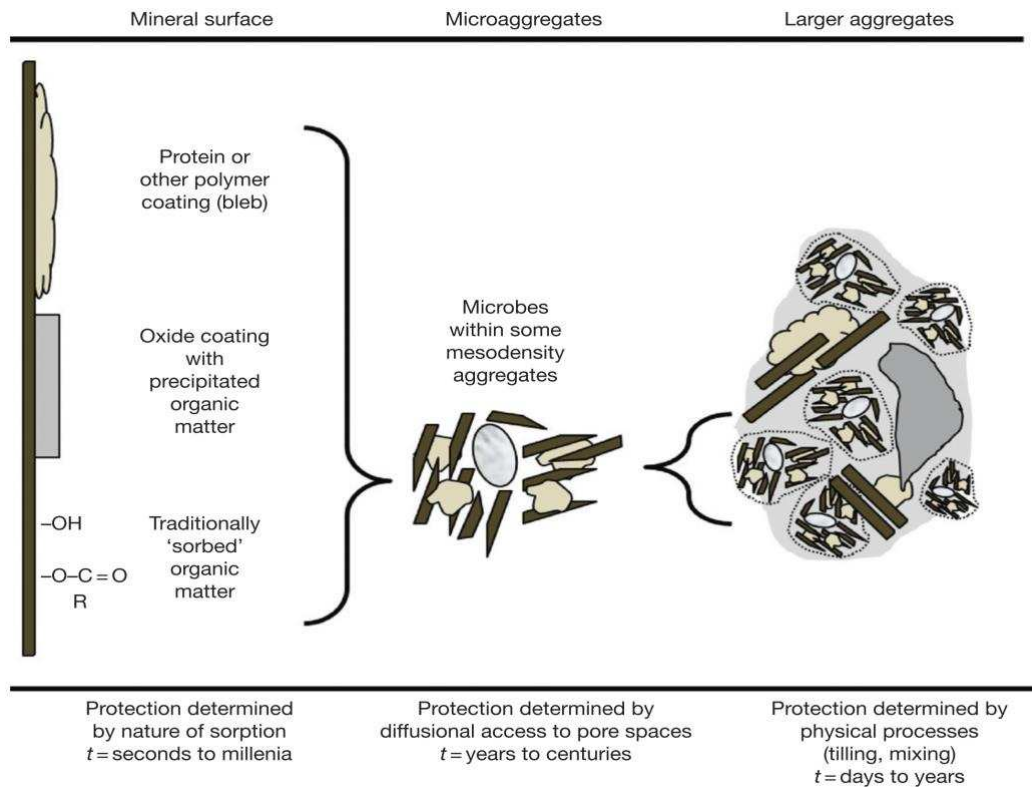


Figure 2.2 : Représentation schématique des effets de protection physique de la MO par les argiles dans les sols et les sédiments (Keil et Mayer, 2014).

Dans le milieu marin, les agrégats de MO (marine ou terrestre) se comportent comme des sédiments fins (silt à sables fins), c.a.d. que le déplacement de ces particules implique des processus de transport en suspension et de courant tractif, ainsi que des possibles remises en suspension des particules (Thomsen et van Weering, 1998 ; Thomsen et McCave, 2000 ; Inthorn et al., 2006). A partir des exemples modernes, Blair et Aller (2012) proposent que la MO terrestre déposée en domaine marin soit stockée dans 3 types d'environnements à fort taux de sédimentation : 1) le type « delta de l'Amazone », où la sédimentation de matériel fin (boue) dans un contexte de haute-énergie marine, favorable à la réoxygénation des fonds, implique un faible taux de préservation de la MO continentale ; 2) le type « Ganges-Brahmapoutre, » dans un contexte de faible-énergie marine et avec un fort taux de préservation de la MO terrestre (carbone organique d'origine terrestre très rapidement enfoui sous le front redox dans le sédiment) ; et, 3) les systèmes aux débouchés des petits bassins versants montagneux sur les marges actives, où le taux de préservation de la MO continentale est notable, mais où aussi la présence de MO fossile est observée, héritée de formations géologiques à l'affleurement en amont (exemple de la rivière Santa Clara, Californie, USA, Komada et al., 2004). Comme on peut le déduire à partir de la classification des environnements sédimentaires favorables à l'export et à la préservation de la MO terrestre proposée par Blair et Aller (2012), les études traitant du transport de MO terrestre en milieu marin distal concernent principalement des fleuves majeurs (actuels ou anciens) ou des régions tectoniquement actives (marges active). Dans les travaux existants (liste non-exhaustive), l'export de

carbone organique terrestre est très souvent mis en relation avec des dépôts gravitaires issus d'événements brefs et intenses, tels que des tempêtes, des crues et des séismes, que ce soit dans :

- a) des systèmes de dépôts actuels, comme le Golfe du Lion (Sanchez-Vidal et al., 2008), la marge Ibérique (Schmidt et al., 2010), le fleuve Gaoping à Taiwan (Liu et al., 2013 ; Selvaraj et al., 2015 ; Sparkes et al., 2015 ; Zheng et al., 2017), la partie sud de la fosse des Mariannes (Luo et al., 2017), le Golfe du Maine (Cao et al., 2017), et la marge SE de l'Australie (Abballe et Chivas, 2017).
- b) des sédiments récents, comme ceux au large des fleuves Amazone, Congo et Ogooué (Schlünz et al., 1999 ; Baudin et al., 2010 ; Biscara et al., 2011 ; Mignard et al., 2017), ainsi que les nombreux exemples listés pour le Pléistocène par Stow et al. (2001).
- c) des formations géologiques anciennes, comme le Crétacé de l'Atlantique Sud (Jacquin et Graciansky, 1988), le Miocène au Japon (Watanabe et Akyyama, 1998), le Permien au Texas, USA (Bohacs et al., 2005), l'Aptien de l'Atlantique Nord (Trabucho Alexandre et al., 2011), ou le Carbonifère au Royaume-Uni (Konitzer et al., 2014).

Dans les exemples cités préalablement, la MO terrestre peut être contenue dans les corps sableux et/ou dans les sédiments plus fins en lien avec les dépôts gravitaires. Le modèle proposé par Zavala et Arcuri (2012) et Zavala et al. (2016), établis à partir de dépôts anciens (Pliocène du Trinidad et Tobago, Miocène et Jurassique de l'Argentine), propose deux façons d'exporter de la MO dans le bassin distal au moyen de processus gravitaires (Fig. 2.3) : 1) la remobilisation de matériel sur la plate-forme ou la pente continentale (séismes, tempêtes), qui peut exporter de la MO marine et continentale via des courants turbiditiques (turbidites intra-bassin) ; 2) des apports de matériel terrestre, dont la MO, via des courants hyperpycniaux, lors de grandes crues (turbidites extra-bassin). Ce modèle permet très facilement de visualiser les deux modes d'export de la MO terrestre dans le bassin profond. Dans un cas, il est exporté de la MO mixte préalablement stockée et dégradée sur la plate-forme, alors que dans l'autre cas, il est exporté directement la MO terrestre du continent au bassin profond, et le sédiment enregistre des morceaux de végétaux « frais ».

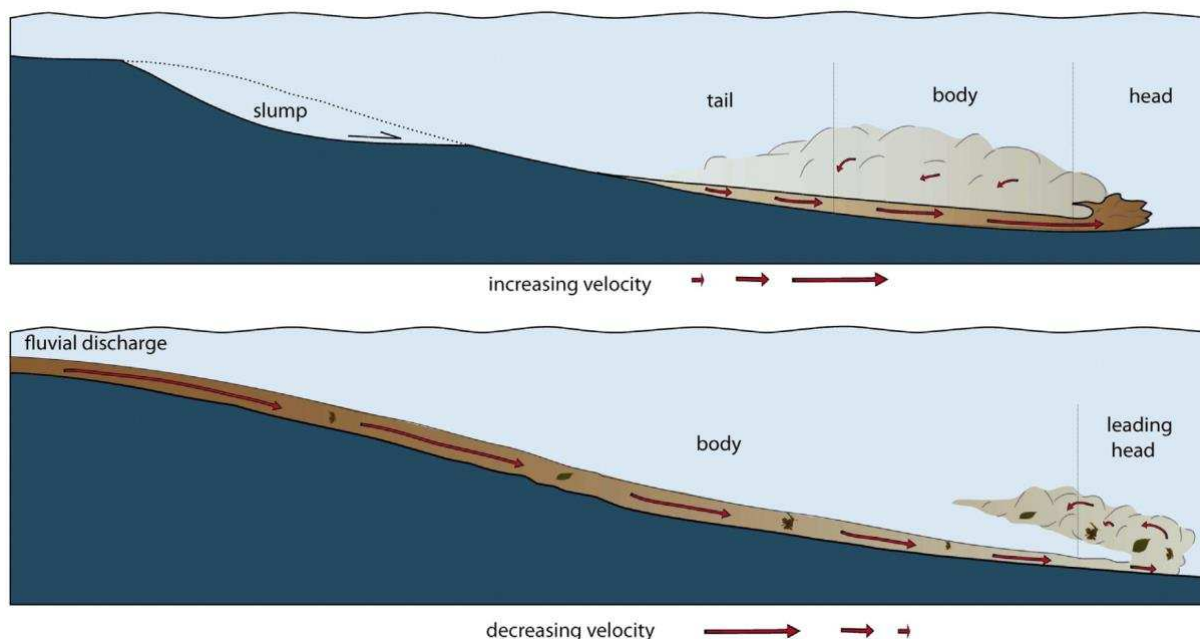


Figure 2.3 : Comparaison des turbidites intra-bassin (modèle du haut), qui resédimentent du matériel sédimentaire préalablement déposé sur la plate-forme et/ou la pente continentale, avec les turbidites extra-bassin (modèle du bas), qui apportent directement le matériel sédimentaire du continent via des courants hyperpycniaux (Zavala et al., 2016).

Même si cette section n'intègre pas toutes les études existantes, on constate assez rapidement que les travaux sur les sédiments anciens qui abordent le sujet du transport de la MO terrestre en milieu marin distal sont rares. Cela révèle assez bien la difficulté de la tâche qui est d'observer et de quantifier ce phénomène dans des périodes de temps plus longues.

2.2. Préservation

Les relations entre la distribution de la MO et la présence de sédiments à granulométrie fine sont connues depuis longtemps. Avant d'avoir un rôle à une échelle moléculaire, les sédiments argileux forment des couches imperméables, permettant de « sceller » la MO dans le sédiment et de limiter la diffusion de l'O₂ une fois l'interface eau/sédiment passée.

Plusieurs mécanismes de préservation de la MO dans les sédiments à l'échelle moléculaire existent (Baudin et al., 2007) : la polycondensation ou processus de dégradation-recondensation (Tissot et Welte, 1984 ; Hedges et Keil, 1999), la sulfuration naturelle de la MO (Sinninghe Damsté et al., 1989), l'adsorption de la MO dissoute sur les minéraux argileux (Mayer, 1994 ; Hedges et Keil, 1995 ; Keil et Mayer, 2014), et la préservation sélective de la MO (Zonneveld et al., 2010). Les argiles peuvent participer au processus de dégradation-recondensation (Hedges et Keil, 1999 ; Zonneveld et al., 2010) et ils peuvent servir de catalyseur lors de l'incorporation de soufre aux molécules organiques (sulfuration de la MO, Drouin, 2007), cependant, c'est la formation de complexes organo-minéraux favorisant la préservation de composés organiques dans le sédiment qui est le plus souvent mise en avant. Le type de protection minéralogique varie en fonction du temps d'exposition du sédiment à l'oxygène (Arnarson

et Keil, 2007 ; Blair et Aller, 2012 ; Keil et Mayer, 2014). En effet, plus ce temps est élevé, plus les composés organiques seront préservés par simple adsorption sur les argiles au détriment des agrégats plus complexes formés durant le transport et la sédimentation de la MO. Au contraire, dans le cas d'un delta à fort taux de sédimentation et où les sédiments ont un faible temps d'exposition à l'O₂, la MO est plutôt préservée sous forme d'agrégats organo-minéraux (Fig. 2.4). Dans le cas des bassins profonds, où les sédiments se déposent à très faibles taux de sédimentation en conditions oxygènes, le type de protection physique des composés organiques serait majoritairement l'adsorption sur les argiles (Arnarson et Keil, 2007). Il est aussi observé une corrélation positive entre les teneurs organiques et la surface spécifique des minéraux argileux, car, plus cette dernière est élevée, plus le minéral argileux peut adsorber de la MO dissoute (Suess, 1973 ; Hedges et Keil, 1995). Dans le cas de la MO particulaire, il n'y a pas de relation entre le contenu organique total et la surface spécifique totale (Kennedy et al., 2014). Enfin, la smectite pourrait dans certains cas favoriser la dégradation de la MO sédimentaire, puisque en apportant du fer réactif dans le sédiment, cela inhiberait la sulfuration de la MO et favoriserait la respiration de bactéries sulfato-réductrices (Tribovillard et al., 2015).

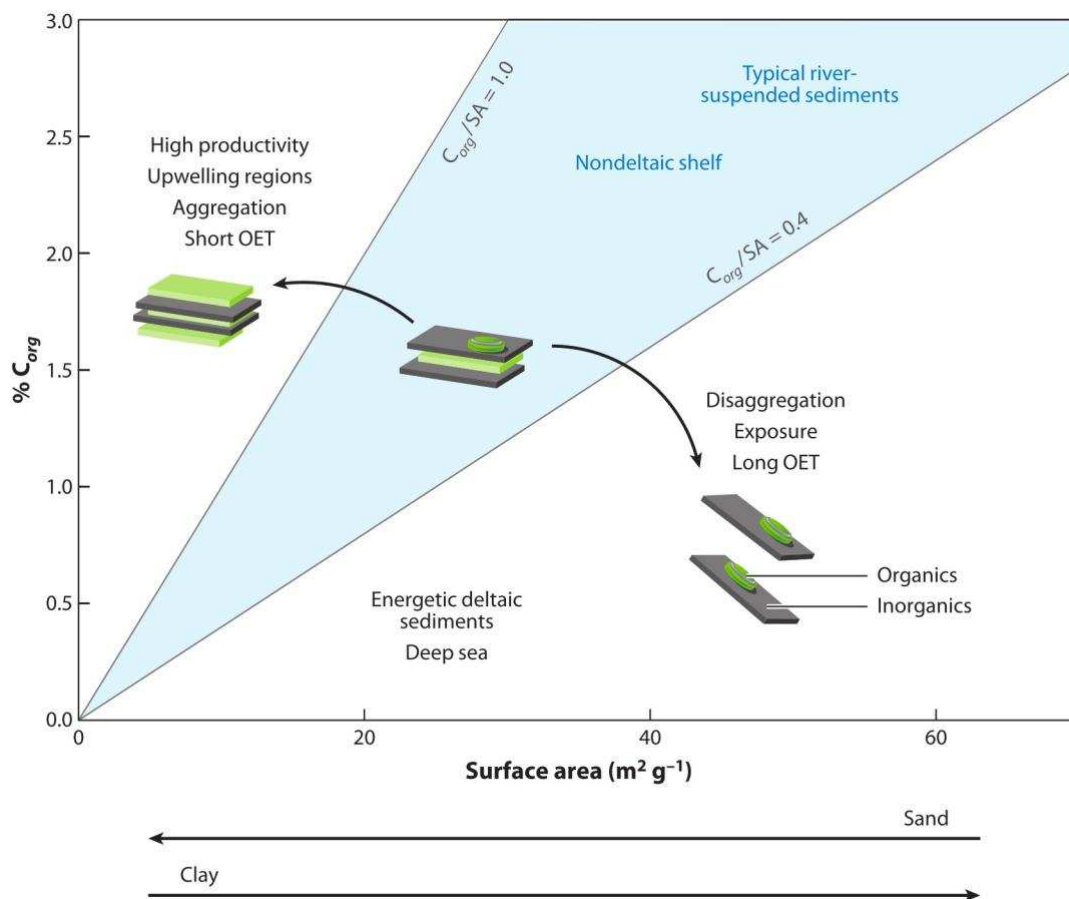


Figure 2.4 : Comparaison du type de protection physique de la MO par les argiles en fonction des milieux de dépôts marins (SA : « surface area » ; OET : « oxygen exposure time ») (Blair et Aller, 2012).

Bien que moins mis en avant que les minéraux argileux, les apports turbidites peuvent influencer indirectement la préservation de la MO en domaine marin profond. En effet, les courants turbiditiques apportent de l'oxygène dissous dans le fond d'un bassin (exemple de la plaine abyssale de Madère, Middleburg and De Lange, 1988; Cowie et al., 1995; Thomson et al., 1998; Prah et al., 1997, 2003; Hoefs et al., 2002), et, en plus de ventiler un environnement qui peut être faiblement oxygéné, le dépôt d'une turbidite peut induire une diffusion d'O₂ dissous dans les sédiments sous-jacents, favorisant donc la reminéralisation de la MO qui y est contenue. Il s'agit de l'effet « burn-down », décrit par Thomson et al. (1984), Middleburg and De Lange (1988), et Prah et al. (2003). Toutefois, cette possible oxygénation post-dépôt dépend là encore du taux de sédimentation. Il existe deux configurations possibles (Meyers et al., 1996) : 1) dans le cas d'une sédimentation hémipélagique lente, associée à des arrivées fréquentes de turbidites fines, une ré-oxygénation des sédiments fins est possible ; au contraire, 2) dans le cas d'une sédimentation hémipélagique rapide couplée à des dépôts turbiditiques épais, la MO contenue dans les sédiments hémipélagiques sera plus rapidement enfouie en conditions anaérobies. La présence de turbidites peut aussi indirectement influencer la nature de la MO préservée dans les sédiments. En effet, les courants turbiditiques pouvant apporter de la MO terrestre plus réfractaire, une oxygénation post-dépôt des sédiments sous-jacents et une ventilation du fond du bassin va favoriser la dégradation de la MO labile (marine). Ainsi, les sédiments peuvent être relativement enrichis en MO terrestre à cause d'une différence de dégradation en conditions oxiques, même si, à l'origine, ils contenaient une plus grande proportion de MO marine (Prah et al., 2003).

Les argiles et les courants gravitaires ont un impact sur le transport et la préservation de la MO terrestre et marine. Il reste des mécanismes incompris dans la relation MO-argiles, aussi bien dans le transport que dans la préservation du carbone organique. En effet, il est très compliqué de visualiser l'importance des argiles sur la préservation finale de la MO, et, d'autant plus si cette préservation par complexes organo-minéraux est différente en fonction de la nature du cortège organique. Certains travaux minimisent toutefois le rôle des interactions argiles-MO dans des sédiments récents enrichis en carbone organique, car la MO dissoute adsorbée aux minéraux argileux (sous forme moléculaire) contribuerait très peu au contenu en carbone organique total (Drouin, 2007 ; Mahamat Ahmat et al. ; 2016 ; 2017). Les travaux futurs semblent devoir s'orienter vers les interactions entre le rôle des argiles et les autres mécanismes de préservation de la MO.

3. Sédiments organiques dans un cadre séquentiel

Comme illustré par la Fig. 2.5 (Van Buchem et al., 2005), de nombreux processus influencent le dépôt des sédiments enrichis en MO, à la fois sur le très long terme mais aussi sur le court terme. Comme pour n'importe quel dépôt sédimentaire de marge continentale, les variations des teneurs en MO dans le temps et l'espace dépendent de plusieurs facteurs inhérents à la physiographie du bassin, au climat et à

l'eustatisme, sans oublier la tectonique sensu lato (Fig. 2.5 ; Creaney et Passey, 1993 ; Tyson, 1995 ; Passey et al., 2010 ; Van Buchem et al., 2005 ; Crombez et al., 2017). Pour étudier les répartitions géométriques des sédiments dans les bassins, les séquences stratigraphiques de 3^e ordre sont déterminées à partir de la stratigraphie séquentielle. Quand on répertorie le contexte stratigraphique de quelques niveaux riches en MO sur des anciennes pentes et bassins profonds, on constate que :

- Durant les périodes de chute du niveau marin relatif (« falling-stage system tract », FSST ; Catuneanu, 2006), les domaines de pente sont des zones de transit sédimentaire, tandis que le bassin profond peut enregistrer des apports de MO terrestre via des sédiments gravitaires ou, subir une restriction des communications avec l'océan ouvert, entraînant une dysoxie voire une anoxie dans les eaux profondes et donc des conditions favorables à la préservation de la MO marine.
- Durant les périodes de bas niveau marin relatif (« lowstand system tract » ; Catuneanu, 2006), l'isolement du bassin peut être maximal, favorisant une stratification de la colonne d'eau (Tyson, 1995 ; Crombez et al., 2017). Ces périodes peuvent correspondre à une faible dilution par les particules minérales clastiques dans les bassins, même s'il s'agit parfois du cortège de dépôt durant lequel on observe le plus d'export de MO terrestre (fragments de plantes, débris carbonneux ; Baudin et al., 2007), notamment via des courants turbiditiques (Schlünz et al., 1999 ; Mignard et al., 2017).
- Le cortège transgressif (« transgressive system tract », TST ; Catuneanu, 2006) est le cortège sédimentaire le plus favorable au dépôt de MO (Creaney et Passey, 1993 ; Tyson, 1995 ; Baudin et al., 2007 ; Passey et al., 2010), plus spécifiquement marine, alors qu'il y a relativement moins de MO terrestre. Le niveau le plus riche en MO marine (et le plus pauvre en MO terrestre) correspond souvent à la surface d'inondation maximale (« maximum flooding surface » ; Catuneanu, 2006), même si dans les parties distales des bassins, le tout début du TST peut-être marqué par les sédiments les plus riches en contenu organique (Tyson, 1995 ; Baudin et al., 2007) . Cette période transgressive est favorable à l'enregistrement de MO car il y a une faible dilution due au matériel silicoclastique et le bassin est certes moins restreint, mais une grande surface de zones peu profondes est inondée, ce qui est favorable à la productivité primaire. A cause du haut niveau marin relatif atteint dans le bassin, les zones à oxygène minimum peuvent remonter jusqu'à la plate-forme, ce qui favorise l'export rapide de MO dans les sédiments. Toutefois, il est observé des cas où la MO terrestre est dominante dans les TST (Tyson, 1995).
- Le cortège de haut niveau marin relatif (« highstand system tract », HST ; Catuneanu, 2006) peut montrer des sédiments riches en MO terrestre sur la pente continentale, notamment à cause des forts taux de sédimentation en conditions oxicques qui y sont présents. Dans le bassin profond, on constate une augmentation de la contribution terrestre dans la MO (Baudin et al., 2007), parfois en relation directe avec des apports turbiditiques.

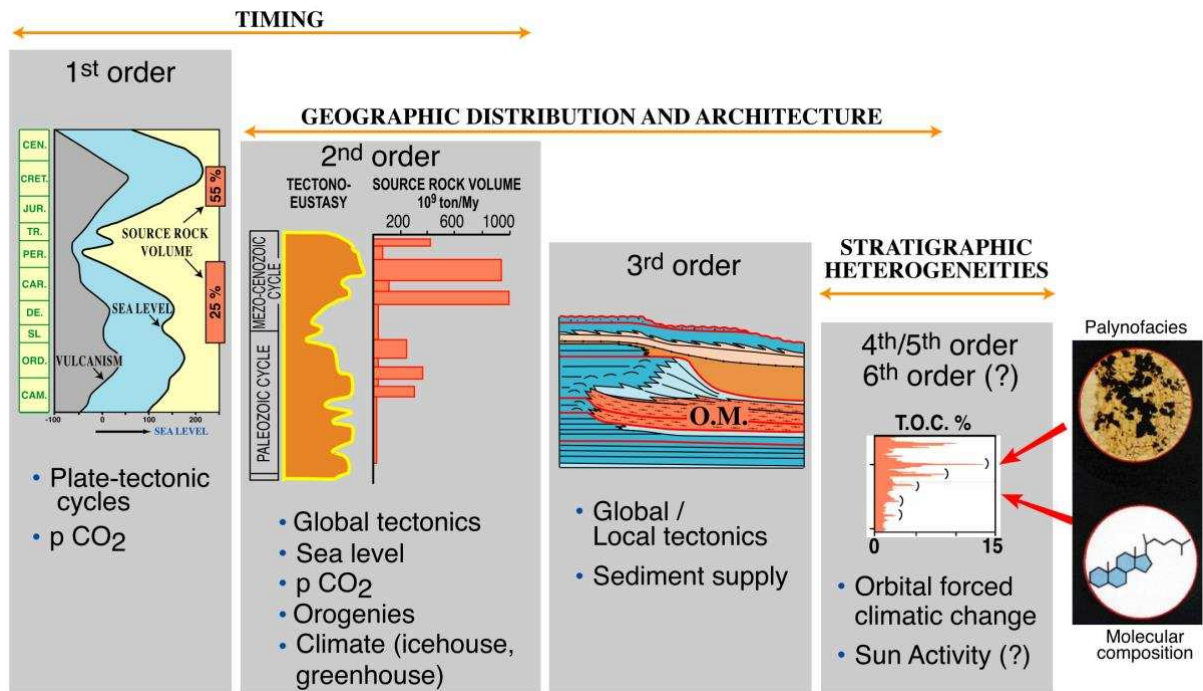


Figure 2.5 : Schéma récapitulant les processus dominant l'occurrence, la distribution, l'architecture et l'hétérogénéité des sédiments riches en MO en fonction des différents ordres de grandeur des séquences stratigraphiques (Van Buchem et al., 2005).

A partir des quelques synthèses sur la distribution de la MO par rapport à la stratigraphie séquentielle, il est possible d'écrire qu'en conditions oxiques, des enrichissements sont observés dans le bassin profond quand il y a des forts taux de sédimentation, alors que, quand le bassin profond est dysoxique à anoxique, les enrichissements en MO semblent indépendants du cortège de dépôt (Tyson, 1995). En plus des possibles variations de 3^e ordre en relation avec la répartition géométrique des sédiments, les cycles de Milankovitch viennent moduler l'enregistrement organique, indiquant donc une influence astronomique sur les facteurs clés de la sédimentologie de la MO (voir plus haut). Tous les travaux qui ont abordé ce sujet mettent en avant le fait qu'il n'y ait pas de modèle sédimentologique uniforme pour la MO, en grande partie à cause de l'importance de la physiographie du bassin. La contribution terrestre au sein du cortège organique peut probablement être inscrite dans une logique séquentielle, mais en revanche, les conditions d'oxygénation semblent ne pas obéir à cette logique (Fig. 2.5 ; Tyson, 1995).

4. Références

- Abballe, P.A., Chivas, A.R., 2017. Organic matter sources, transport, degradation and preservation on a narrow rifted continental margin: Shoalhaven, southeast Australia. *Organic Geochemistry* 112, 75–92.
- Allredge, A.L., 1998. The carbon, nitrogen and mass content of marine snow as a function of aggregate size. *Deep-Sea Research I* 45, 529–541.
- Arnarson T.S., Keil, R.G., 2007. Changes in organic matter-mineral interactions for marine sediments with varying oxygen exposure times. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (14), 3545–3556.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO ASI Series C 304, 75–119.
- Bastviken, D., Persson, L., Odham, G., Tranvik, L., 2004. Degradation of dissolved organic matter in oxic and anoxic lake water. *Limnology Oceanography* 49, 109–116.
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Martinez, P., Dennielou, B., 2010. Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology* 27 (5), 995–1010.
- Baudin, F., Tribouillard, N., Trichet, J., 2007. *Géologie de la matière organique*. (Ed. by Vuibert), Société Géologique de France, 263 p.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology* 28 (5), 1061–1072.
- Blair, N., Aller, R., 2012. The Fate of Terrestrial Organic Carbon in the Marine Environment. *Annual Review of Marine Science* 4 (1), 401–423.
- Bohacs, K.M., Grabowski, G.J., Carroll, A.R., Mankiewicz, P.J., Miskell-Gerhardt, K.J., Schwalbach, J.R., Wegner, M.B., Simo, J.A.T., 2005. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 31–101.
- Bralower, T., Thierstein, H., 1984. Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology* 12 (10), 614–618.
- Bruneau, B., 2016. Modélisation numérique de la sédimentation organique : réévaluation des processus gouvernant sa distribution au Jurassique inférieur en Europe. Ph.D. thesis. UPMC Paris VI, 185 p.
- Burdige D.J. 2007. Preservation of organic matter in marine sediments: controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? *Chemical Reviews* 107 (2), 467–485.
- Cao, X., Aiken, G.R., Butler, K.D., Huntington, T.G., Balch, W. M., Mao, J., Schmidt-Rohr, K., 2017. Evidence for major input of riverine organic matter into the ocean. *Organic Geochemistry* 116, 62–76.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier Amsterdam, 375 p.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I., Prahl, F.G., De Lange, G.J., 1995. Elemental and major biochemical changes across an oxidation front in a relict turbidite : An oxygen effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (1), 33–46.
- Creaney, S., Passey, Q.R., 1993. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 77, 386–401.
- Crombez, V., Baudin, F., Rohais, S., Riquier, L., Euzen, T., Pauthier, S., Ducros, M., Caron, B., Vaisblat, N., 2017. Basin scale distribution of organic matter in marine fine-grained sedimentary rocks: Insight from sequence stratigraphy and multi-proxies analysis in the Montney and Doig Formations. *Marine and Petroleum Geology* 83, 382–401.
- Demaison, G., Moore, G.T., 1980. Anoxic environment and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, 64, 1179–1209.
- Drouin, S., 2007. Rôle des argiles dans la préservation et la fossilisation de la matière organique pétrolière. Ph.D. thesis. University of Orléans, 216 p.
- Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, 9 (3), 483–501.
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D., Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature* 409, 325.
- Erbacher, J., Thurow, J., Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology* 24, 499–502.
- Hedges J.I., Keil R.G. 1995. Sedimentary organic-matter preservation - an assesment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49 (2-3), 81–115.
- Hedges, J., Keil, R., 1999. Organic geochemical perspectives on estuarine processes: Sorption reactions and consequences. *Marine Chemistry* 65 (1-2), 55–65.

- Hoefs, M.J.L., Rijkstra, W.I.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2002. The influence of oxic degradation on the sedimentary biomarker record I: Evidence from Madeira Abyssal Plain turbidites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 66 (15), 2719-2735.
- Ibach, L.E.J., 1982. Relationship Between Sedimentation Rate and Total Organic Carbon Content in Ancient Marine Sediments. *AAPG Bulletin* 66, 170-188.
- Inthorn, M., Wagner, T., Scheeder, G., Zabel, M., 2006. Lateral transport controls distribution, quality, and burial of organic matter along continental slopes in high-productivity areas. *Geology* 34, 205-208.
- Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., 1988. Cyclic fluctuations of anoxia during Cretaceous time in the South Atlantic Ocean. *Marine and Petroleum Geology* 5 (4), 359-369.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (3), 1-30.
- Keil, R., Mayer, L., 2014. 12.12 Mineral Matrices and Organic Matter. In: Holland, H., Turekian, K. (Eds) *Treatise of Geochemistry* (Second Edition). Elsevier Publishers, Amsterdam, 337-359.
- Keil, R., Montluçon, D., Pahl, F., Hedges, J.I., 1994. Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature* 370, 549-552.
- Kennedy, M.J., Löhr, S.C., Fraser, S.A., Baruch, E.T., 2014. Direct evidence for organic carbon preservation as clay-organic nanocomposites in a Devonian black shale; from deposition to diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 59-70.
- Komada, T., Druffel, S., Trumbore, S., 2004. Oceanic export of relict carbon by small mountainous rivers. *Marine Chemistry* 92 (1-4), 197-200.
- Konitzer, S.F., Davies, S.J., Stephenson, M.H., Leng, M.J., 2014. Depositional Controls On Mudstone Lithofacies In A Basinal Setting: Implications for the Delivery of Sedimentary Organic Matter. *Journal of Sedimentary Research* 84 (3), 198-214.
- Leckie, R., Bralower, T., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17 (3).
- Liu, J.T., Kao, S.J., Huh, C.A., Hung, C.C., 2013. Gravity flows associated with flood events and carbon burial: Taiwan as instructional source area. *Annual review of Marine Science* 5, 47-68.
- Luo, M., Gieskes, J., Chen, L., Shi, X., Chen, D., 2017. Provenances, distribution, and accumulation of organic matter in the southern Mariana Trench rim and slope: Implication for carbon cycle and burial in hadal trenches. *Marine Geology* 386, 98-106.
- Mahamat Ahmat, A., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Guegan, R., De Oliveira, T., Le Forestier, L., 2017. Organic matter and clay interaction in a meromictic lake: Implications for source rock OM preservation (Lac Pavin, Puy-de-Dôme, France). *Organic Geochemistry* 109, 47-57.
- Mahamat Ahmat, A., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Guegan, R., Valdès, J., Guíñez, M., Sifeddine, A., Le Forestier, L., 2016. Organic matter-clay interaction along a seawater column of the Eastern Pacific upwelling system (Antofagasta bay, Chile): Implications for source rock organic matter preservation. *Marine Chemistry* 179, 23-33.
- Mayer L.M., 1994. Relationships between mineral surfaces and organic-carbon concentrations in soils and sediments. *Chemical Geology* 114, 347-63.
- Mead, R.N. and Goni, M.A., 2008. Matrix protected organic matter in a river dominated margin: A possible mechanism to sequester terrestrial organic matter? *Geochemica Et Cosmochimica Acta* 72, 2673-2686.
- Meyers, P.A., Silliman, J.E., Shaw, T.J., 1996. Effects of turbidity flows on organic matter accumulation, sulfate reduction, and methane generation in deep-sea sediments on the Iberia Abyssal Plain. *Organic Geochemistry* 25 (1-2), 69-78.
- Middelburg, J.J., De Lange, G.J., 1988. Geochemical characteristics as indicators of the provenance of Madeira abyssal plain turbidites . A statistical approach. *Oceanologica Acta* 11, 159-165.
- Mignard, S.L.-A., Mulder, T., Martinez, P., Charlier, K., Rossignol, L., Garlan, T., 2017. Deep-sea terrigenous organic carbon transfer and accumulation: Impact of sea-level variations and sedimentation processes off the Ogooué River (Gabon). *Marine and Petroleum Geology* 85, 35-53.
- Passey, Q.R., Bohacs, K., Esch, W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., 2010. From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir - Geologic and Petrophysical Characterization of Unconventional Shale Gas Reservoirs, in: *International Oil and Gas Conference and Exhibition in China*. Society of Petroleum Engineers.
- Pedersen, T.F., Calvert, S.E., 1990. Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks? *AAPG Bulletin* 74, 454-466.
- Pahl, F.G., Cowie, G.L., De Lange, G.J., Sparrow, M.A., 2003. Selective organic matter preservation in “burn-down” turbidites on the Madeira Abyssal Plain. *Paleoceanography* 18 (2), 1052.
- Pahl, F.G., De Lange, G.J., Scholten, S., Cowie, G.L., 1997. A case of post-depositional aerobic degradation of terrestrial organic matter in turbidite deposits from the Madeira Abyssal Plain. *Organic Geochemistry* 27 (3-4), 141-152.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C., Verga, D., 1999. Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 352-370.

- Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Ver Straeten, C.A., Hollander, D.J., Lyons, T.W., 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle-Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology* 195, 229-273.
- Sancher-Vidal, A., Pasqual, C., Kerhervé, P., Calafat, A., Heussner, S., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Canals, M., Puig, P., 2008. Impact of dense shelf water cascading on the transfer of organic matter to the deep western Mediterranean basin. *Geophysical Research Letters* 35 (5), L05605-5.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic event: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw* 55, 179–188.
- Schlünz, B., Schneider, R.R., Müller, P.J., Showers, W.J., Wefer, G., 1999. Terrestrial organic carbon accumulation on the Amazon deep sea fan during the last glacial sea level low stand. *Chemical Geology* 159 (1-4), 263–281.
- Schmidt, F., Hinrichs, K.-U., Elvert, M., 2010. Sources, transport, and partitioning of organic matter at a highly dynamic continental margin. *Marine Chemistry* 118 (1-2), 37-55.
- Selvaraj, K., Lee, T.Y., Yang, J. Y.T., Canuel, E.A., Huang, J.C., Dai, M., Lieu, J.T, Kao, S. J., 2015. Stable isotopic and biomarker evidence of terrigenous organic matter export to the deep sea during tropical storms. *Marine Geology* 364, 32-42.
- Sinninghe Damsté, J.S., Eglinton, T.I., De Leeuw, J.W., Schenck, P.A., 1989. Organic sulphur in macromolecular sedimentary organic matter I. Structure and origin of sulphur-containing moieties in kerogen, asphaltenes and coals as revealed by flash pyrolysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 873–899.
- Sparkes, R. B., Lin, I.-T., Hovius, N., Galy, A., Liu, J.T., Xu, X., Yang, R., 2015. Redistribution of multi-phase particulate organic carbon in a marine shelf and canyon system during an exceptional river flood: Effects of Typhoon Morakot on the Gaoping River-Canyon system. *Marine Geology* 363 (C), 191-201.
- Stow, D.A.V., Huc, A.Y., Bertrand, P., 2001. Depositional processes of black shales in deep water. *Marine and Petroleum Geology* 18 (4), 491–498.
- Suess, E., 1973. Interaction of organic compounds with calcium carbonate 2. Organo-carbonate associations in recent sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37 (11), 2435-2447.
- Thomsen, L., Mccave, I.N., 2000. Aggregation processes in the benthic boundary layer at the Celtic Sea continental margin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47, 1389-1404.
- Thomsen, L., van Weering, T.C.E., 1998. Spatial and temporal variability of particulate matter in the benthic boundary layer at the N.W. European Continental Margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* 42, 61-76.
- Thomson, J., Jarvis, I., Green, D.R.H., Green, D.A., Clayton, T., 1998. Mobility and immobility of redox-sensitive elements in deep-sea turbidites during shallow burial. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (4), 643-656.
- Thomson, J., Wilson, T.R.S., Culkin, F., Hydes, D.J., 1984. Non-steady state diagenetic record in eastern equatorial Atlantic sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 23-30.
- Tisdal J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33 (2), 141-163.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*. Berlin, Springer-Verlag, 699 p.
- Trabucho Alexandre, J.T., Van Gilst, R.I., Rodríguez-López, J.P., De Boer, P.L., 2011. The sedimentary expression of oceanic anoxic event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology* 58, 1217–1246.
- Tribouillard, N., Hatem, E., Averbuch, O., Barbérot, F., Bout-Roumzeilles, V., Trentesaux, A., 2015. Iron availability as a dominant control on the primary composition and diagenetic overprint of organic-matter-rich rocks. *Chemical Geology* 401, 67–82.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 p.
- Tyson, R.V., 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry* 32, 333-339.
- Tyson, R.V., 2005. The “productivity versus preservation” controversy: cause, flaws, and resolution. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 17-33.
- Van Buchem, F.S.P., Huc, A.Y., Pradier, B., Stefani, M., 2005. Stratigraphic patterns in carbonate source-rock distribution: second-order to fourth-order control and sediment flux. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 191-224.
- Virto, I., Barre, P., Chenu, C., 2008. Microaggregation and organic matter storage at the silt-size scale. *Geoderma* 146, 326-335.
- Watanabe, H., Akiyama, M., 1998. Characterization of organic matter in the Miocene turbidites and hemipelagic mudstones in the Niigata oil field, central Japan. *Organic Geochemistry* 29 (1-3), 605–611.
- Zavala, C., Arcuri, M., 2012. The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*. Volume spéciale 11, 457-469.
- Zavala, C., Arcuri, M., 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology* 337, 36–54.

Zheng, L.-W., Ding, X., Liu, J.T., Li, D., Lee, T.-Y., Zheng, X., Zheng, Z., Xu, M.N., Dai, M., Kao, S.-J., 2017. Isotopic evidence for the influence of typhoons and submarine canyons on the sourcing and transport behavior of biospheric organic carbon to the deep sea. *Earth and Planetary Science Letters* 465, 103–111.

Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., Kasten, S., Eglinton, T.I., Emeis, K.-C., Huguet, C., Koch, B.P., De Lange, G.J., De Leeuw, J.W., Middelburg, J.J., Mollenhauer, G., Prahl, F.G., Rethemeyer, J., Wakeham, S.G., 2010. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences* 7, 483-511.

Chapitre 3 - Formation des Terres Noires : synthèse bibliographique

1. Introduction

La formation des Terres Noires (TN dans la suite du chapitre) affleure dans le Bassin du Sud-Est de la France. La limite inférieure des TN est diachrone (Bajocien supérieur ou Bathonien dans le centre du bassin, Callovien sur les bordures) alors que la limite supérieure est datée au début de l'Oxfordien moyen (Artru, 1972). D'après les travaux de Artru (1972), de Baudrimont et Dubois (1977) et de Awongo (1984), les TN sont connues en de nombreux endroits à l'affleurement (Figs. 3.1, 3.2). La formation affleure principalement dans la partie orientale du centre du Bassin du Sud-Est de la France (dans un triangle formé par les villes de Montélimar, Gap et Digne-les-Bains, Fig. 3.3). Les TN sont également connues sur les bordures du bassin :

- Sur la bordure ardéchoise et vivaro-cévenole du Massif Central dans la partie ouest du bassin.
- Au nord du bassin, dans la région de Grenoble jusqu'au pied du Jura.
- Dans les nappes pré-alpines à l'est.
- Dans le sud du bassin, dans la Camargue et en Basse-Provence.

La formation des TN est une formation épaisse (jusqu'à 2000 m, Artru, 1972) et monotone, composée en majorité de marnes. Ces sédiments correspondent à des dépôts de pente et de bassin profond de la marge téthysienne (Artru, 1972 ; Debrand-Passard, 1984). Cependant, le faciès « Terres Noires s.s. » se rapporte aux dépôts calloviens et oxfordiens du Bassin du Sud-Est (Pellenard, 2003). Il s'agit de marnes argileuses avec un niveau à plaquettes calcaires à la base, et de plusieurs niveaux à nodules calcaires (Artru, 1972 ; Pellenard, 2003). Le sommet de la formation dans le bassin est marqué par des alternances marno-calcaires plus épaisses. Ces alternances sont connues comme étant le faciès « argovien » (Artru, 1972).

La formation des TN a été définie pour la première fois dans les Basses-Alpes par Gignoux (1960). Par la suite, plusieurs études ont permis d'étendre géographiquement les connaissances sur cette formation :

- 1) La première synthèse sur la formation des TN est l'œuvre de Artru (1972). Ces travaux consistent en une étude stratigraphique des affleurements dans la région de Die et Laragne et de plusieurs sondages pétroliers du sud-est de la France. Il a également étudié la relation entre la stratigraphie et la tectonique dans cette région, et a réalisé les premières analyses sur le contenu organique, sur les teneurs de quelques éléments (Fer, Soufre, Plomb, Zinc) et sur la fraction argileuse des TN. Ses observations lui ont permis de diviser la formation des TN en deux membres : 1) le membre inférieur (Bajocien supérieur ou Bathonien à fin du Bathonien) ; et 2)

le membre supérieur (Callovien à Oxfordien inférieur). Ces deux membres sont séparés par le « niveau repère médian » (alternances marno-calcaires fossilifères observables dans tout le domaine profond).

- 2) La formation des TN a également été étudiée en Provence par Awongo (1984). Comme pour les travaux de Artru (1972), Awongo (1984) a réalisé une étude stratigraphique sur des affleurements et des sondages pétroliers en Provence. Ces travaux sont également complétés par des données sur le contenu organique (Rock Eval), de la pétrographie, de la géochimie minérale et des analyses de la minéralogie des argiles.
- 3) Les travaux de Tribovillard (1988a ; 1988b) ont porté sur les rubanements sombres/claires dans les TN du Bassin Subalpin. Dans le cadre de ce travail, des analyses de granulométrie, de minéralogie des argiles, de la microfaune, de la fraction carbonatée, des isotopes stables (oxygène et carbone), de la matière organique (Rock Eval), et de quelques éléments (Manganèse, Fer et Titane) ont été réalisées. Pour la première fois dans les TN, il est observé une cyclicité dans l'enregistrement de la matière organique du bassin profond.
- 4) A partir de nombreux affleurements, de nouvelles zones biostratigraphiques décrites dans les années 1990 et de sondages pétroliers, Graciansky et al. (1999) ont réalisé une étude séquentielle de la formation des TN. Ce découpage séquentiel est basé sur celui proposé pour la mer du Nord et le bassin de Paris par Jacquin et al. (1998) dans Hardenbol et al. (1998). Cette étude apporte un cadre séquentiel précis pour la formation des TN ainsi qu'une ouverture sur la paléogéographie et les paléoenvironnements du Bassin du Sud-Est de la France au Jurassique moyen et supérieur.
- 5) Dans le cadre de sa thèse, Pellenard (2003) a étudié les séries callovo-oxfordiennes du bassin de Paris et du Bassin Subalpin (faciès « Terres Noires s.s. » Pellenard, 2003, et membre supérieur, Artru, 1972). Il a réalisé sur trois coupes du bassin profond des analyses de susceptibilité magnétique, ainsi que sur un intervalle précis, des analyses de granulométrie fine, de Rock Eval et de minéralogie des argiles. Dans le cadre de ses travaux, il a levé de nombreuses coupes et déterminé différents faciès (étude pétrographique et sédimentologique) et a ainsi défini plusieurs bancs à nodules calcaires et à bentonites qui sont corrélables dans le domaine profond du bassin. Ces résultats permettent de discuter de la paléogéographie et des paléoenvironnements du Bassin du Sud-Est durant le callovo-oxfordien, et notamment des sources d'apports sédimentaires (Pellenard et Deconinck, 2006).
- 6) Boulila (2008) a réalisé des relevés de susceptibilité magnétique précis dans les sédiments oxfordiens sur trois coupes du bassin profond (Boulila et al., 2008 ; 2010a). Il a pu décrire plusieurs cycles astronomiques de Milankovitch dans l'Oxfordien inférieur et moyen de la formation des TN. Ces résultats apportent un calage temps très précis pour ces séries marneuses monotones.

Dans ce chapitre, il est tout d'abord présenté le contexte téthysien du Jurassique moyen et supérieur, suivi du cadre géologique du Bassin du Sud-Est. Par la suite, la série type des TN est introduite, ainsi que ses équivalents sur les bordures du bassin. Ensuite, il est évoqué le contenu minéralogique (argiles) et organique de la formation. Le cadre séquentiel est également abordé, avec notamment les récents travaux de cyclostratigraphie. Pour conclure, les raisons pour lesquelles les TN ont été retenues pour cette études sont abordées.

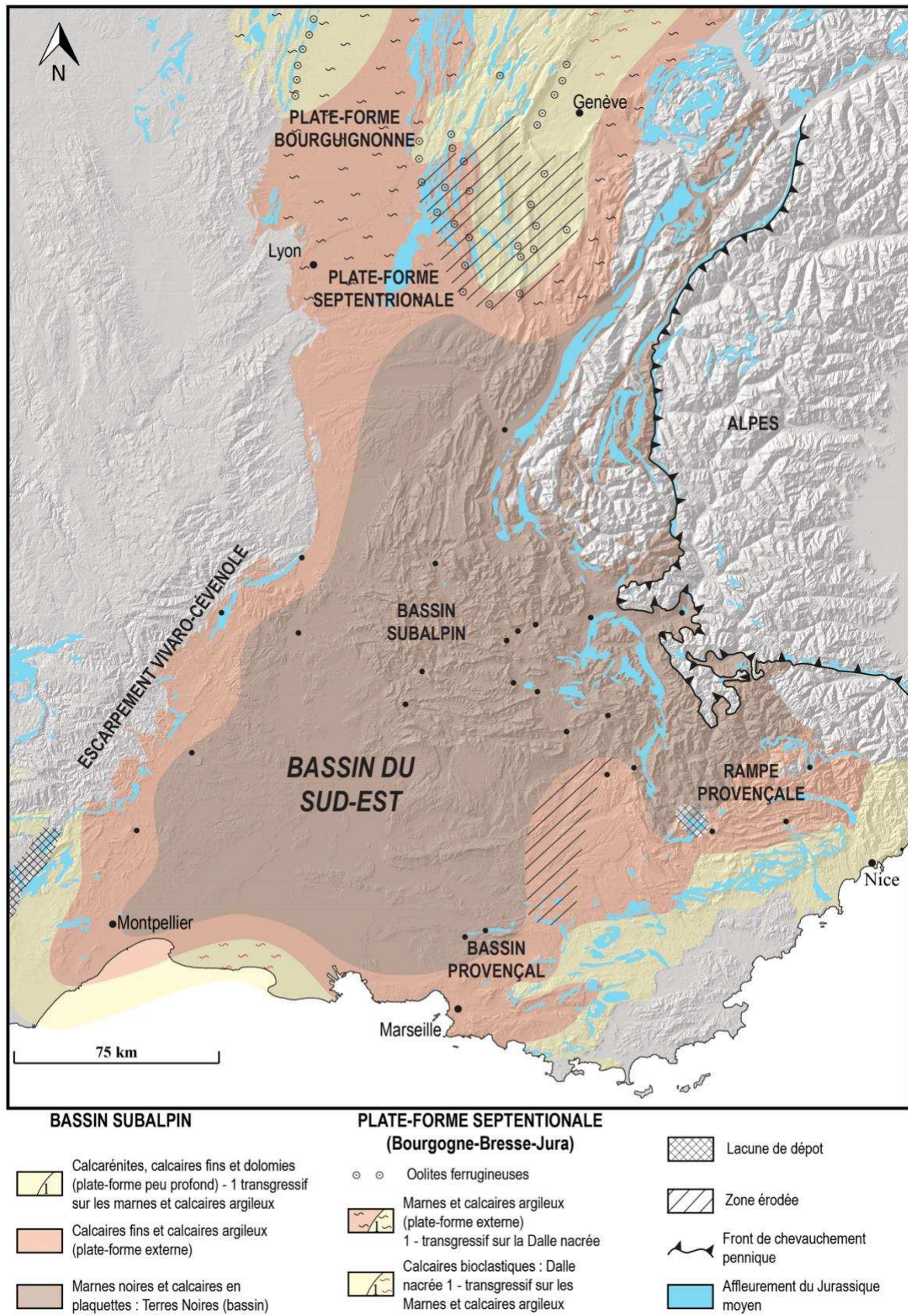


Figure 3.1 : Répartition des faciès du Callovien dans le Bassin du Sud-Est (d'après Debrand-Passard et al., 1984). Les points représentent les différentes localités citées dans le chapitre (voir Fig. 3.3 pour les noms). Fond de la carte : SRTM 90.

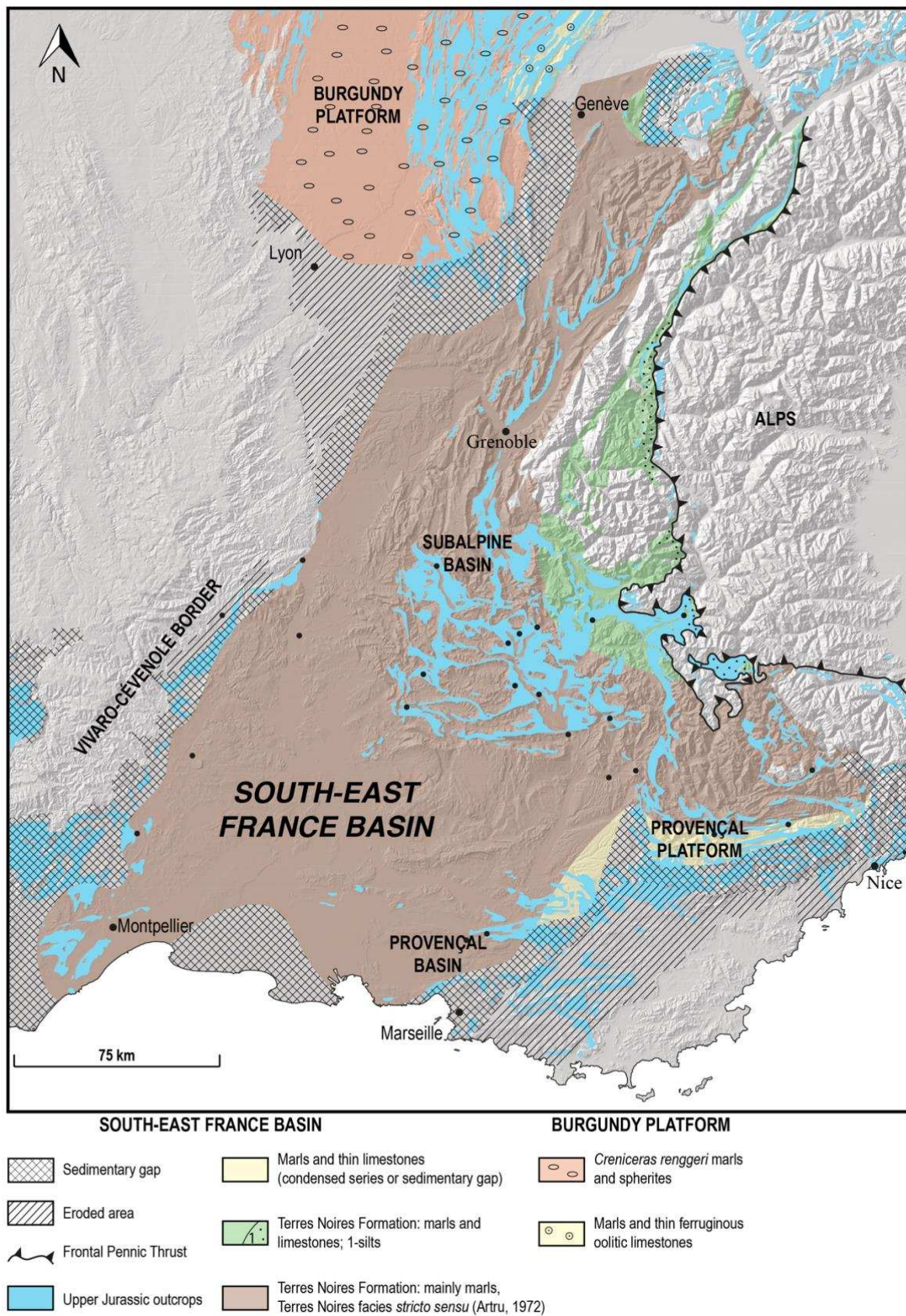
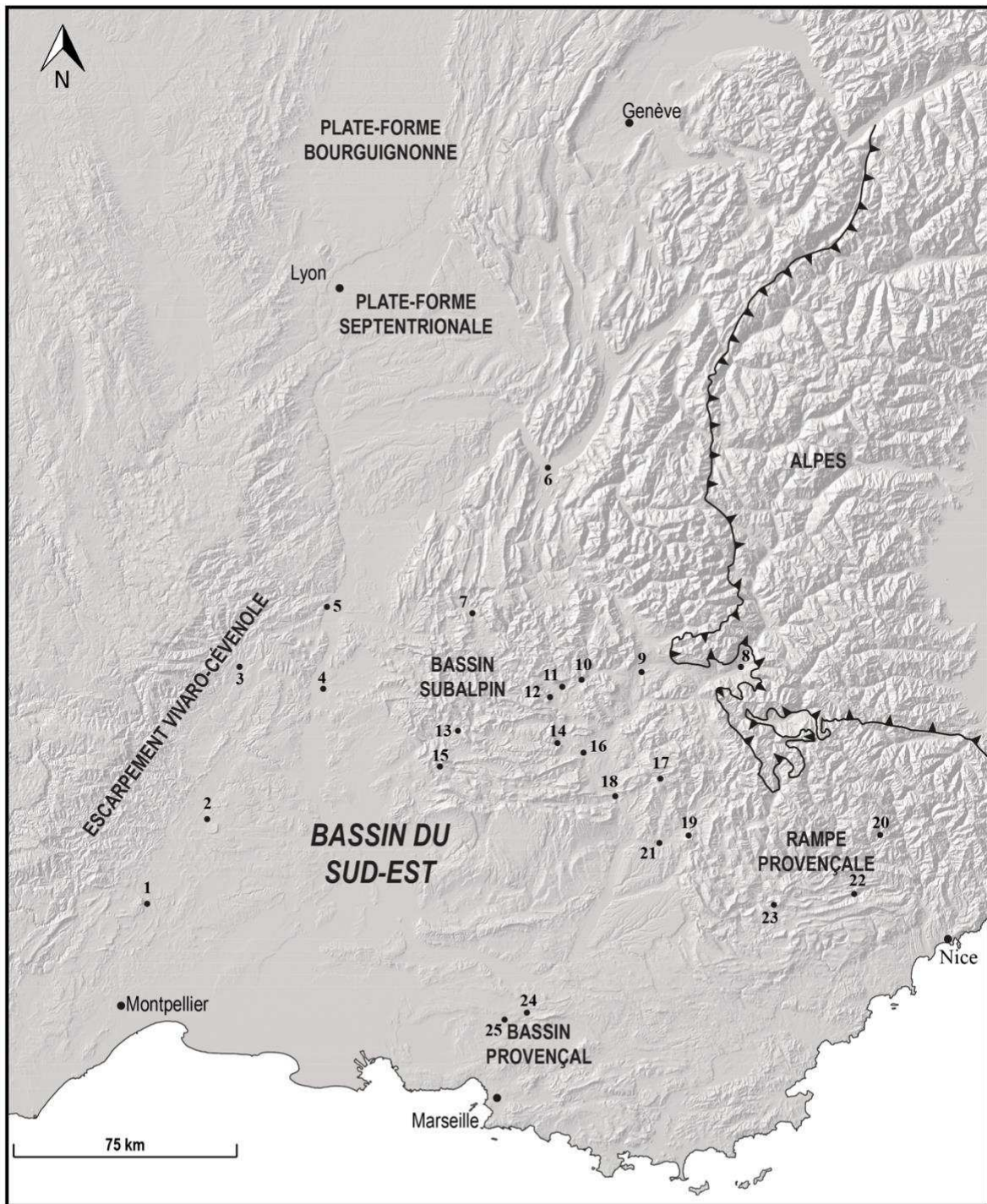


Figure 3.2 : Répartition des faciès de l'Oxfordien inférieur dans le Bassin du Sud-Est (d'après Debrand-Passard et al., 1984). Les points représentent les différentes localités citées dans le chapitre (voir Fig. 3.3 pour les noms). Fond de la carte : SRTM 90.



- | | | | |
|-------------------------|---------------------------|----------------------|----------------------|
| 1 : Quissac | 9 : Gap | | |
| 2 : Navacelles | 10 : Veynes | | |
| 3 : Aubenas | 11 : Aspres-sur-Buëch | 17 : Authon | |
| 4 : Montélimar | 12 : Thuoux | 18 : Sisteron | 22 : Aiglun |
| 5 : La Voulte-sur-Rhône | 13 : Montréal-les-Sources | 19 : Digne-les-Bains | 23 : Teillon |
| 6 : Grenoble | 14 : Trescléoux | 20 : Pierlas | 24 : Les Bonfillons |
| 7 : Die | 15 : Beauvoisin | 21 : Chabrières | 25 : Aix-en-Provence |
| 8 : Embrun | 16 : Larnage-Montéglin | | |

Figure 3.3 : Localités citées dans le chapitre. Fond de la carte : SRTM 90.

2. Cadre géodynamique, paléogéographique, paléoclimatique et paléocéanographique du nord-ouest de la Téthys à la limite Jurassique moyen – Jurassique supérieur

2.1. Géodynamique du rifting et de la marge nord de l'océan téthysien

L'évolution du Bassin du Sud-Est durant le Mésozoïque est en très grande partie liée à l'évolution post-hercynienne du craton ouest européen (Fig. 3.4). Le mouvement anti-horaire des blocs Afrique-Arabie-Inde par rapport au bloc de l'Eurasie a induit un éclatement de ce craton via des phases extensives E-W et NW-SW (Savostin et al., 1986 ; Le Pichon et al., 1988 ; Ziegler, 1988). Ces phases extensives ont aussi été caractérisées par les ouvertures de l'océan Atlantique de la Téthys (Curnelle et Dubois, 1986).

L'océan téthysien a d'abord été précédé d'un rifting intracontinental en Europe de l'ouest durant le Trias inférieur à moyen (Curnelle et Dubois, 1986 ; Bergerat et Martin, 1994). Par la suite, des phases successives de rifting se sont produites entre le Rhétien et le Bathonien, et elles ont structuré la marge nord-ouest téthysienne à laquelle appartient le Bassin du Sud-Est (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Lemoine et al., 1986 ; Lemoine et Graciansky, 1988). Au Bathonien supérieur, l'expansion océanique de la Téthys débuta. Par la suite, durant le Jurassique supérieur, la marge passive nord-téthysienne s'enfonça progressivement par subsidence thermique (Curnelle et Dubois, 1986 ; Lemoine et al., 1986 ; Lemoine et Graciansky, 1988).

Durant l'intervalle callovo-oxfordien, le Bassin du Sud-Est était situé entre l'océan Atlantique naissant à l'ouest et l'océan téthysien à l'est (Fig. 3.4). La structure de la Téthys était relativement compliquée, puisqu'elle était limitée au sud par une marge active, et au nord par une marge passive, avec en son centre une ride océanique (Enay et al., 1993).

2.2. Paléogéographie et environnement de dépôt de la marge nord téthysienne durant l'intervalle callovo-oxfordien

Durant la période de transition entre le Jurassique moyen et supérieur, la marge nord-ouest téthysienne était composée de grandes plate-formes carbonatées et terrigènes (environnements fluvio-deltaïques et fluvio-lacustres) peu profondes, et par des domaines terrigènes profonds comme le Bassin du Sud-Est de la France (Fig. 3.4, Enay et al., 1993). La sédimentation fine (argilo-carbonatée à carbonatée) des domaines peu profonds et profonds de la marge nord-ouest téthysienne indique que les reliefs des terres émergées étaient relativement aplanis (Pellenard, 2003).

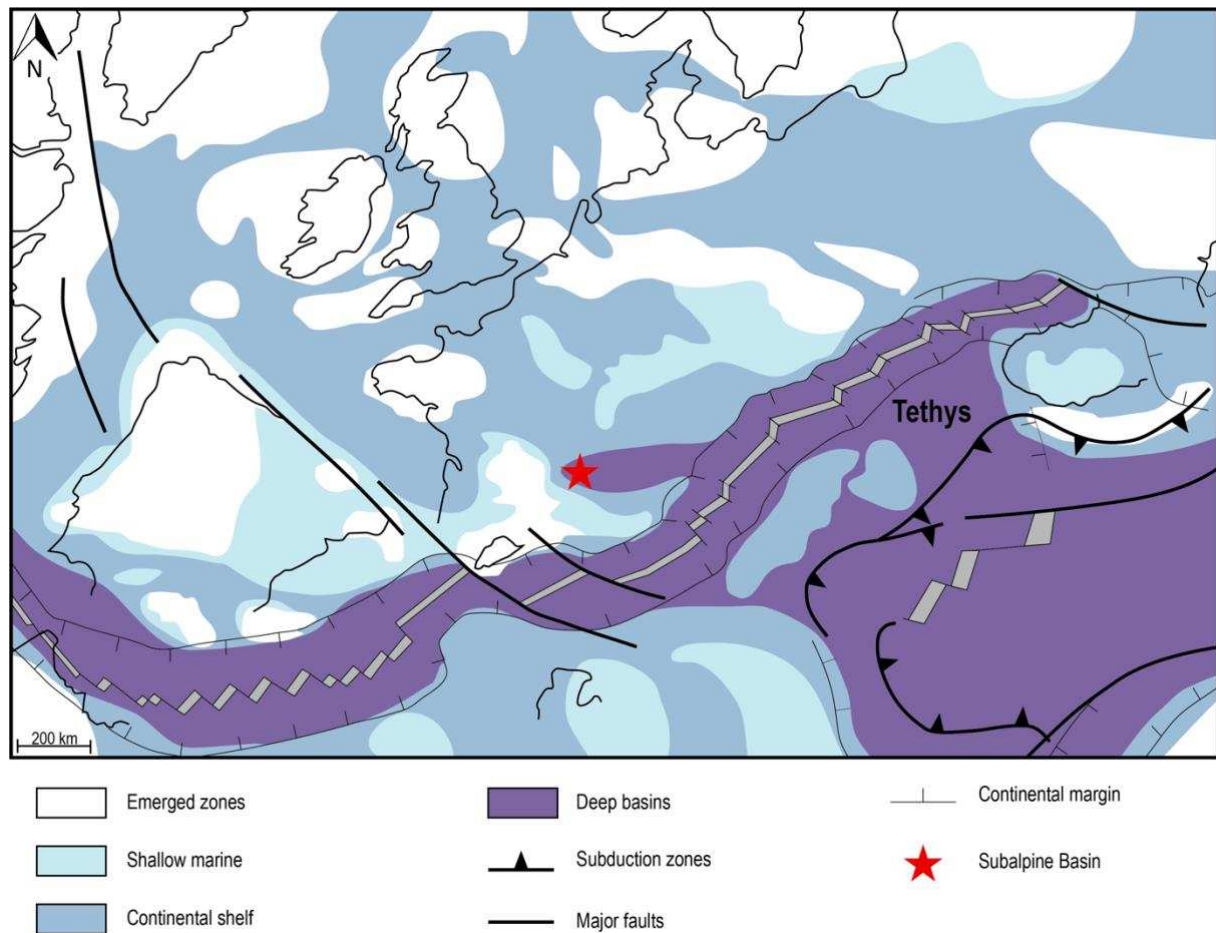


Figure 3.4 : Carte paléogéographique de la Téthys de l'ouest à l'Oxfordien (modifiée d'après Rais et al., 2007, carte compilée d'après Ziegler, 1998 ; Thierry et al., 2000, Stampfli et Borel, 2002).

2.3. Paléoclimat et paléocéanographie de la marge nord téthysienne durant l'intervalle callovo-oxfordien

Le dépôt de la formation des TN dans le Bassin du Sud-Est de la France fut contemporain d'un accroissement global de la température (Curnelle et Dubois, 1986 ; Enay et al., 1993). Cela est cohérent avec les conditions arides à subtropicales connues pour la période du Mésozoïque.

Toutefois, l'intervalle temporel qui nous intéresse est caractérisé par un événement climatique. En effet, supporté par de nombreuses données géochimiques et paléontologiques (Picard et al., 1998 ; Podlaha et al., 1998 ; Riboulleau et al., 1998 ; Price, 1999 ; Abbink et al., 2001 ; Dromart et al., 2003a ; 2003b ; Cecca et al., 2005 ; Tremolada et al., 2006 ; Dera et al., 2011), il a été mis en évidence un refroidissement climatique entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur. Ainsi, dans les basses et moyennes latitudes, les températures des eaux de surface auraient chuté de 1 à 3°C (Dromart et al., 2003b). Ce refroidissement fini-callovien pourrait également correspondre à une petite période dite de « Icehouse » (2,6 Ma selon Dromart et al., 2003b, environ 1 Ma selon Cecca et al., 2005). Une connexion via un passage marin profond trans-laurussien, entre les eaux froides de l'Arctique et celles plus chaudes du

nord-ouest de la Téthys, pourrait expliquer ce refroidissement (Dera et al., 2015 et références citées dans l'article).

Ce refroidissement climatique fut également contemporain d'une crise mondiale de la production des carbonates (Norris et Hallam, 1995 ; Dromart et al., 2003a ; Cecca et al., 2005). Entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur, il y a eu très peu de dépôt carbonaté sur les plate-formes du domaine téthysien (Norris et Hallam, 1995). En outre, l'absence de formation récifale dans l'Oxfordien inférieur corrobore l'hypothèse du refroidissement brutal (Cecca et al., 2005). Les causes de cette crise de production des carbonates seraient en relation avec : 1) une régression marine majeure (Dromart et al., 2003b ; Cecca et al., 2005 ; Louis-Schmid et al., 2007 ; Ramajo et Aurell, 2008), bien que d'autres auteurs attribuent une transgression marine majeure à cette période située à la base de l'Oxfordien inférieur (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998 ; Graciansky et al., 1999) et ; 2) un volcanisme aérien et sous-marin intense durant le callovo-oxfordien, avec pour conséquence une augmentation du CO₂ atmosphérique (Courtilot, 1995 ; Dromart et al., 1996 ; Pellenard, 2003), couplé à une élévation de l'acidité des océans et/ou de l'atmosphère (Jones et Jenkyns, 2001 ; Cogné et Humler, 2004).

L'Oxfordien moyen est marqué par le retour d'une production carbonatée conséquente grâce à un réchauffement climatique global (Dromart et al., 2003b ; Cecca et al., 2005). Cette période pourrait correspondre à une augmentation du niveau marin (Jenkyns, 1996 ; Aurell et al., 2003 ; Louis-Schmid et al., 2007 ; Ramajo et Aurell, 2008).

En plus des données paléoclimatiques, il existe également des travaux publiés sur la paléocéanographie de la marge nord téthysienne (Louis-Schmid et al., 2007 ; Rais et al., 2007) à la limite entre le Jurassique moyen et le Jurassique supérieur. A partir des « hardgrounds » et calcaires noduleux affleurant dans le Jura, dans les Alpes suisses et dans le Briançonnais, Rais et al. (2007) mettent en exergue l'existence d'un courant océanique important qui balayait la marge nord de la Téthys. Ainsi, les particules terrigènes de la plate-forme étaient vannées par ce courant vers le domaine profond de la marge, à savoir le Bassin Subalpin. Alors que les plate-formes témoignent d'une sédimentation réduite et de plusieurs hiatus sédimentaires, les séries du Bassin Subalpin indiquent elles une importante accumulation continue. Les travaux de Rais et al. (2007) ont donc démontré que durant le Callovien et l'Oxfordien inférieur, la marge nord de la Téthys était balayée par des courants océaniques importants, qui diminuent rapidement durant l'Oxfordien moyen pour finalement disparaître au cours de l'Oxfordien supérieur.

Pour conclure, différents travaux observent des changements de sédimentation (sédimentation terrigène suivie du retour de la production de carbonate), de climat (refroidissement puis à nouveau un réchauffement) et de courants océaniques (courants océaniques puissants sur les plate-formes nord de la Téthys qui diminuent progressivement), qui s'opèrent durant l'Oxfordien moyen. Ces changements sont probablement la conséquence de l'éclatement de la Pangée et de l'ouverture de nouveaux passages océaniques (Dercourt et al., 1993 ; Ziegler, 1998 ; Stampfli et Borel, 2002 ; voir discussion dans Rais et

al., 2007). Dans le cas du Bassin du Sud-Est, il est probable que l'approfondissement du Corridor Hispanique entre la Téthys et l'Atlantique durant l'Oxfordien ait affecté la sédimentation (voir [chapitre x](#) pour plus de détails).

3. Contexte structural du Bassin du Sud-Est de la France durant l'intervalle callovo-oxfordien

Le Bassin du Sud-Est est situé à l'ouest du domaine alpin. Le domaine profond (appelé Bassin Dauphinois, ou Bassin Subalpin) est entouré de plusieurs blocs surélevés qui composaient les plate-formes de l'ancienne marge nord de la Téthys (Graciansky et al., 1999). Le Bassin du Sud-Est est limité au nord par la plate-forme du Jura et la plate-forme bourguignonne (Figs. 3.1 ; 3.2). A l'ouest, l'ancien domaine de plate-forme est connu sous le nom de Bordure Vivaro-Cévenole (Figs. 3.1, 3.2, Debrand-Passard, 1984). Les plate-formes provençales et niçoises composaient la partie sud-est de ce système tandis que la partie E est aujourd'hui située vers le domaine briançonnais (Debrand-Passard, 1984).

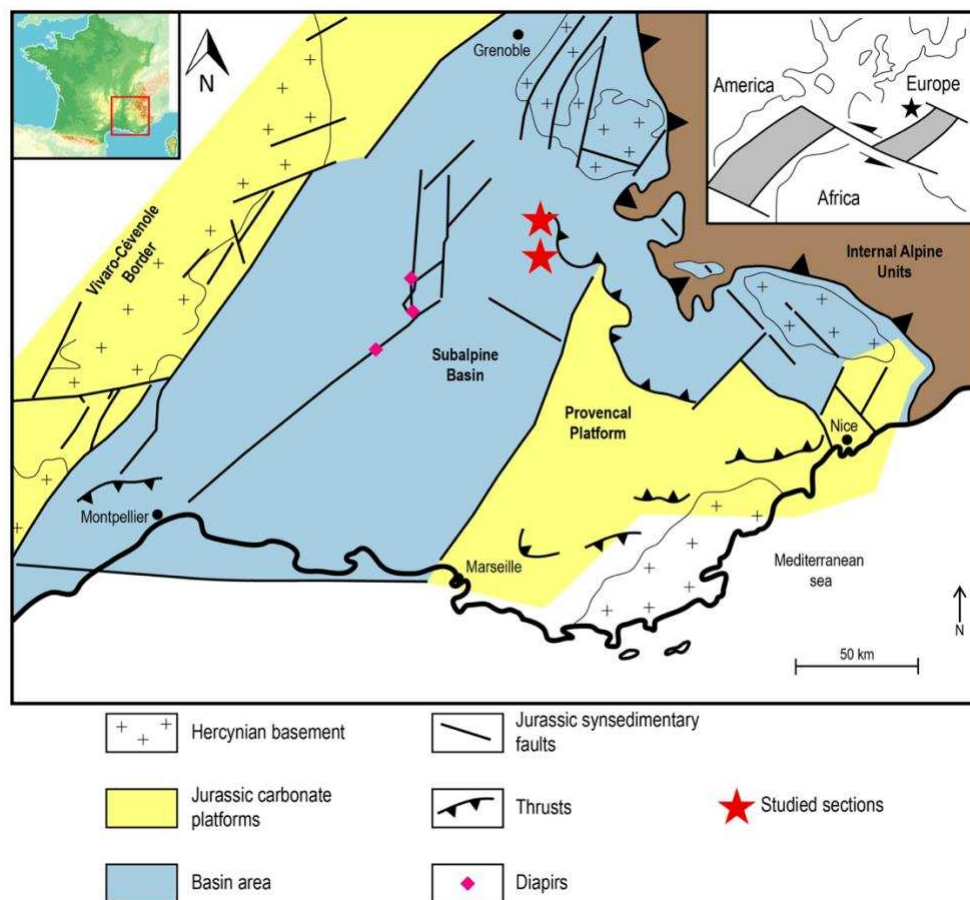


Figure 3.5 : Schéma structural du Bassin Subalpin (modifié d'après Graciansky et al., 1999).

Comme écrit auparavant, ce sont les différents accidents hérités du rifting téthysien qui ont déterminé les limites géographiques du bassin (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Lemoine et al., 1988 ; Lemoine et Graciansky, 1988). Les trois principaux accidents structuraux délimitant le bassin profond sont (Fig. 3.5, Baudrimont et Dubois, 1977 ; Lemoine et al., 1986 ; Lemoine et Graciansky, 1988 ; Graciansky et al., 1999) : 1) les failles N10-N20 tardi-hercynienne (direction cévenole), 2) les failles N50-70 (failles extensives) et 3) les failles décrochantes NW-SE (direction Pelvoux-Argentera). Durant la structuration de la marge passive de la Téthys, ces différents accidents hérités, couplés à une tectonique synsédimentaire extensive, ont contrôlé la répartition et la géométrie des dépôts sur les plate-formes et dans le bassin profond (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Lemoine et Graciansky, 1988 ; Graciansky et al., 1999). Les épaisseurs sédimentaires totales enregistrées dans le Bassin du Sud-Est sont comprises entre 6000 à 8000 m dans le domaine profond et 2000 à 2500 m sur les différentes bordures (Baudrimont et Dubois, 1977). De plus, des variations d'épaisseurs sédimentaires très importantes sont constatées entre les domaines de plate-forme et le bassin profond durant le dépôt de la formation des TN (Graciansky et al., 1999).

En plus de l'héritage du rifting téthysien, des accidents postérieurs au dépôt des TN se sont surimposés. Ils sont représentés par des failles à l'est du bassin (accidents de la bordure durancienne, Debrand-Passard, 1984), des failles au sud du bassin (prolongement de la zone axiale des Pyrénées, Baudrimont et Dubois, 1977), et bien évidemment, les chevauchements alpins à l'est et au nord-est (Fig. 3.5).

La sédimentation enregistrée sur les plate-formes du bassin est mixte (dolomies, calcaires ou marnes à ammonites et glauconies, faciès grumeleux et noduleux, Figs. 3.1, 3.2) mais elle présente surtout de fréquentes lacunes et niveaux de condensation (Dardeau, 1983 ; Debrand-Passard, 1984 ; Elmi, 1984 ; Dromart, 1989 ; Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003). Les plate-formes du Bassin du Sud-Est exposent deux morphologies très distinctes durant le dépôt de la formation des TN (Figs. 3.1, 3.2, 3.5) :

- Une marge de type « escarpement » qui correspond à la Bordure Vivaro-Cévenole et au rebord nord de la Plate-forme Provençale (Graciansky et al., 1999). Les failles de la bordure du Massif Centrale témoignent de rejets importants et d'anciennes pentes raides (Graciansky et al., 1999). Il existe également en Ardèche des preuves de remobilisation sédimentaire caractéristiques de fortes pentes (Dromart, 1986 ; 1989).
- Une plate-forme de type « rampe » d'une longueur d'environ 100 km, qui correspond à la Plate-forme Provençale (Graciansky et al., 1999).

Le bassin profond a enregistré une série continue et épaisse de TN (jusqu'à 2000 m, Artru, 1972). Les failles qui parcourent le Bassin Subalpin montrent des variations d'épaisseur synsédimentaire importantes (Dardeau et Graciansky, 1990 ; Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003). La subsidence maximale dans le bassin est atteinte durant le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur et elle diminue

à partir de l'Oxfordien moyen (Dardeau et al., 1994). A cette époque, le Bassin du Sud-Est était structuré en plusieurs panneaux, plus ou moins subsidents (Dardeau et Graciansky, 1990 ; Graciansky et al., 1999). La réactivation dans le fond du bassin des accidents hérités du rifting téthysien peut être liée : 1) au rifting de l'Atlantique nord (Dardeau et al., 1988 ; 1990 ; 1994) ; ou 2) à de la compaction différentielle au-dessus des blocs basculés de la marge (Graciansky et al., 1999).

La physiographie du fond du bassin a été impactée par de l'halocinèse au cours de cette période (Fig. 3.5). Des mouvements de diapirs, initiés depuis la fin Trias-début Jurassique (Mascle et al., 1988 ; Dardeau et Graciansky, 1990), ont été mis en évidence durant le dépôt des TN (Desmaison, 1985 ; Desmaison et al., 1988 ; Dardeau et Graciansky, 1990 ; Dardeau et al., 1988 ; 1990 ; Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003). Toutefois, ces mouvements halocinétiques ont eu une influence seulement locale sur les épaisseurs sédimentaires dans le bassin profond. La présence de ces diapirs a probablement permis la formation de pseudobiohermes (ex : Beauvoisin, Fig. 3.3), via des circulations de fluides dans le réseau de fractures du bassin profond (Artru, 1972 ; Bourseau, 1977 ; Tribouvillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003).

4. Formation des Terres Noires

4.1. Domaine de bassin

4.1.1. Généralités

Les cartes de reconstitution du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, réalisées par le BRGM (Debrand-Passard, 1984, Figs. 3.1, 3.2), permettent de constater que le domaine profond du bassin (>200 m de bathymétrie) était relativement étendu. Ainsi, durant l'intervalle considéré, le domaine profond correspond grossièrement à un triangle entre Grenoble au nord, Nîmes au sud-ouest et Aix-en-Provence au sud (Fig. 3.3). Le dépôt centre du Bassin du Sud-Est durant le dépôt des TN est situé dans la région de Die-Laragne (Figs. 3.1, 3.2). Dans cette partie très subsidente du bassin, jusqu'à 2000 m de TN sont enregistrées (Artru, 1972 ; Baudrimont et Dubois, 1977). La base de la formation des TN est fortement diachrone à l'échelle du bassin (Artru, 1972). En effet, les premiers sédiments argilo-marneux attribués aux TN peuvent être datés du Bajocien supérieur jusqu'au début du Callovien. Les TN reposent principalement sur des calcaires marneux compacts en bancs métriques, qui correspondent au faciès carbonaté du Dogger dans le Bassin du Sud-Est (Artru, 1972). Au contraire, le sommet de la formation est lui synchrone dans le bassin. Il s'agit des alternances marno-calcaires de l'Oxfordien moyen et supérieur (également appelé faciès « argovien », Artru, 1972). Le contact au sommet des TN peut être concordant, présenter un léger ravinement ou même être discordant (Artru, 1972 ; Dardeau et al., 1988 ; Pellenard, 2003).

4.1.2. Coupe type du bassin : coupe de Laragne (Artru, 1972)

La coupe la plus représentative et complète de la formation des TN en domaine de bassin a été établie par Artru (1972) à Laragne (Fig. 3.6). L'épaisseur (environ 1750 m) et la continuité de la série (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) indiquent une subsidence importante durant le dépôt de la formation (Artru, 1972). Cette coupe type a également été reprise par Pellenard (2003) dans le but de décrire de façon complète les TN. La coupe de Laragne, décrite avec précision dans la thèse de Artru (1972), comporte 9 niveaux distincts (Fig. 3.6). Au-dessus des bancs de calcaires marneux bajociens roux à l'affleurement, bleutés à la cassure, et qui renferment de nombreux débris ligneux de petites tailles (Artru, 1972), on observe de bas en haut :

- Niveau 1 : marnes en plaquettes, schisteuses, fines, cartonneuses, beiges claires à l'affleurement.
- Niveau 2 : marnes noires à posydomie, avec quelques plaquettes calcaires décimétriques, et également quelques bancs dolomitiques à patines ocres.
- Niveau 3 : nommée assise des « plaquettes inférieures à pseudobiohermes » par Artru (1972), il s'agit d'une alternance de paquets décimétriques comportant des pseudobiohermes à spongiaires (carbonates formés par accumulation de concrétions calcaires de formes variables, riches en fossiles mais ne résultant pas de bio-construction comme les biohermes, Gaillard et al., 1985). Au sommet de cette assise se trouvent plusieurs bancs fossilifères épais, contenant de nombreuses ammonites écrasées.
- Niveau 4 : marnes noires, identiques à celles du niveau 2.
- Niveau 5 : il s'agit du « niveau repère médian » (Artru, 1972). C'est un niveau fossilifère qui se présente sous la forme d'alternances entre des bancs marneux et des bancs carbonatés d'épaisseurs croissantes vers le sommet.
- Niveau 6 : argiles brunes, qui correspondent à l'assise des « marnes intermédiaires de Lazer » (Artru, 1972).
- Niveau 7 : assise des « plaquettes calloviennes à pseudobiohermes » selon Artru (1972). Ce niveau est comparable au niveau 3.
- Niveau 8 : assise épaisse d'argiles brunes qui correspondent aux « marnes stériles de Lazer » (Artru, 1972). Plusieurs lits de nodules légèrement phosphatés, « nodules chocolats » (Artru, 1972), apparaissent dans la partie supérieure de l'assise. Ces nodules, contenant une faune callovienne à début oxfordienne, sont interprétés comme étant des niveaux de condensation.
- Niveau 9 : alternances de lits argileux bleu-noirs et de lits de nodules blonds et rouilles, selon des cycles épais de 2 à 3 m (« marnes à nodules blonds », Artru 1972). Ces nodules correspondent latéralement dans le bassin à des plaquettes calcaires. La base de l'assise est datée

entre la fin Callovien-début Oxfordien inférieur et le sommet est situé dans l'Oxfordien moyen. Artru (1972) note la présence de quelques bancs « d'allure détritrique » qui correspondent aux « plaquettes de l'argovien ».

Le sommet des TN se termine brutalement sur des alternances de bancs calcaires et de marnes, datées de l'Oxfordien moyen. Cela correspond dans le bassin au faciès « argovien ».

En plus d'une description précise des TN dans le domaine profond du bassin, Artru (1972) a divisé la formation en deux membres. Les membres inférieurs et supérieurs sont séparés par le « niveau repère médian », qui est synchrone et continu dans le bassin. Dans le cadre du chapitre, seul le membre supérieur (Callovien à Oxfordien moyen, Fig. 3.6) est discuté. Ce membre, qui présente la particularité d'être le plus argileux de la formation (Artru, 1972), est considéré comme représentant le faciès « Terres Noires s.s. » (Pellenard, 2003).

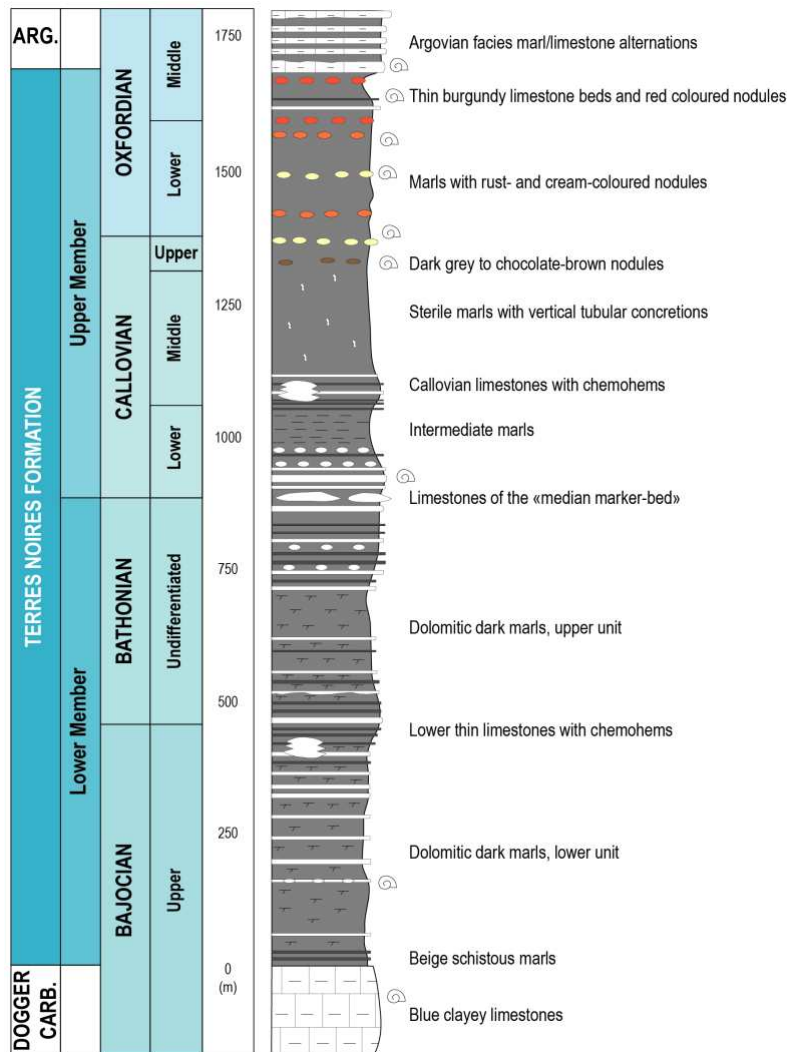


Figure 3.6 : Log synthétique de la formation des Terres Noires (modifiée d'après Pellenard, 2003 ; d'après Artru, 1972).

Faciès et microfaciès décrits, conditions et environnements de dépôts du membre supérieur de la formation des Terres Noires

Les différentes études sédimentologiques sur la formation des TN ont permis de caractériser des faciès sédimentaires et de mieux contraindre les conditions de dépôts dans le bassin profond. Les principales études sont présentées dans l'ordre chronologique de parution.

Artru (1972)

En décrivant sur plusieurs coupes les 9 niveaux présentés dans le paragraphe précédent, Artru (1972) a également commencé à différencier plusieurs faciès dans le membre supérieur de la formation :

- Faciès à « plaquettes » : les occurrences de ce faciès dans le membre supérieur (« plaquettes calloviennes », « plaquettes argoviennes ») correspondraient à des axes principaux d'apports détritiques (Artru, 1972). Latéralement à ces axes, les plaquettes calcaires coïncideraient avec des niveaux à nodules.
- Faciès à « pseudobiohermes » : tout d'abord décrit comme étant des biohermes (Artru, 1972), puis des pseudobiohermes (Gaillard et al., 1985), ce faciès calcaire reste très local et affleure dans la région de Beauvoisin (Fig. 3.3, Artru, 1972 ; Tribovillard, 1988a).
- Faciès « argileux » : il s'agit d'un faciès très peu marneux. Les assises les plus argileuses se seraient formées dans des zones protégées des apports bio-détritiques (Artru, 1972). Il est également possible que des conditions hydrodynamiques différentes soient à l'origine de cette sédimentation terrigène plus fine. Les dépôts les plus caractéristiques de ce faciès sont les différentes marnes stériles du Callovien (pouvant atteindre 700 m) dans lesquelles la teneur en carbonates peut chuter jusqu'à 10%.
- Faciès « turbiditiques » : au contraire de la coupe type du bassin profond (Fig. 3.6), la présence de bancs granoclassés typiques de courants de turbidités et de « slumps » est connue dans le sous-bassin d'Embrun (Fig. 3.3, Paris, 1965, dans Artru, 1972). Par exemple, des bancs de « microslumping » décimétriques sont observés dans le bassin de Gap. Il est toutefois important de souligner qu'il n'y a pas de sédiments gravitaires connus dans la partie la plus profonde du bassin (région de Die-Laragne).

Awongo (1984)

Aux premiers travaux basés sur la partie profonde du bassin sont venus s'ajouter ceux de Awongo (1984), sur une partie moins profonde du bassin : la Provence. A partir de plusieurs coupes affleurant à l'est d'Aix-en-Provence (Fig. 3.3), le membre supérieur de la formation des TN est décrit au travers de

plusieurs faciès et microfaciès sédimentaires (selon les classifications de Folk, 1962 pour les éléments figurés, et de Dunham, 1964, pour la texture).

Tout d'abord, les marnes noires, faciès le plus présent latéralement et verticalement dans le bassin, sont décrites. Le « faciès marneux fin à rares bioclastes » est composé de rares éléments figurés dispersés (moins de 10%), qui sont des foraminifères benthiques, débris d'échinodermes, radiolaires, spicules de spongiaires calcitisés, tests de posidonymes, ainsi que quelques nannoplanctons sous la forme de coccolithes et de diatomées (Awongo, 1984). Les marnes contiennent également de la glauconie et des quartz détritiques, des feldspaths authigènes et de la pyrite. La matrice de ces marnes noires est argilo-calcaire (micrite) avec un aspect grumeleux. Le sédiment contient des lamines claires riches en calcite et des lamines sombres riches en fraction argileuse et en matière organique. Ce faciès correspond à un « mudstone » argileux (Awongo, 1984).

En plus de ce faciès caractéristique du membre supérieur de la formation, Awongo (1984) a également décrit des faciès présents dans les bancs de carbonates intercalés dans les marnes de l'intervalle callovo-oxfordien des TN :

- « Faciès à microfilaments » : il est rarement observé dans le Callovien. Ce faciès peut correspondre à un « mudstone », « wackstone » ou « packstone » en fonction de l'abondance des éléments figurés (Awongo, 1984). Ces derniers, dispersés dans le sédiment, sont principalement des microfilaments (lamellibranches à tests fins), associés à des radiolaires, des foraminifères benthiques et des spicules de spongiaires. Ce sédiment carbonaté contient également de la pyrite en abondance, quelques feldspaths et débris phosphatés, ainsi que de rares grains de quartz. La matrice de ce sédiment est calcitique. Ce faciès est interprété comme un dépôt de milieu marin ouvert.
- « Faciès calcaire micritique » : il constitue la plupart des intercalations calcaires dans les marnes du Callovien et de l'Oxfordien. Les éléments figurés observés sont des foraminifères benthiques et pélagiques, des spicules de spongiaires, des débris d'échinodermes, des radiolaires et des tests fins de lamellibranches. Le sédiment est composé d'une matrice micritique, qui peut être recristallisé en microsparite. Ce faciès de type « mudstone » s'est déposé dans un milieu marin de faible énergie (Awongo, 1984).
- « Faciès noduleux et bréchiques » : il s'agit des nodules rougeâtres et jaunâtres (diamètre entre 5-10 cm) de formes irrégulières, qui sont intercalés dans l'Oxfordien inférieur, et connus comme étant un horizon repère en Provence (Awongo, 1984). Les éléments dispersés dans ces nodules sont des foraminifères benthiques et pélagiques, des tests de lamellibranches, des débris d'échinodermes associés à de la glauconie, des débris phosphatés, des intraclastes micritiques, de la pyrite, et de nombreux grains de quartz détritiques. Cette roche de type « mudstone » est composée d'une matrice micritique. Sur une des coupes de Provence, un horizon de nodules

rougeâtres est surmonté par un niveau bréchi que qui est en fait la résultante d'une bioturbation intense dans un milieu marin de plate-forme (Awongo, 1984).

- « Faciès calcaire à entroques » : ce faciès marin, de type « wackstone » à « packstone », est composé en majorité de débris de crinoïdes (entroques) associés à des débris d'ophiures, des débris de tests de lamellibranches et brachiopodes, des foraminifères benthiques, des spicules de spongiaires rares, des lithoclastes micritiques, des agrégats d'oolithes et quelques quartz détritiques dans une matrice micritique (Awongo, 1984).

Pellenard (2003)

Les premières descriptions de faciès sédimentaires du Bassin Provençal peuvent être complétées grâce aux travaux de Pellenard (2003) et Pellenard et Deconinck (2006). En effet, dans le but d'étudier la fraction argileuse terrigène et des niveaux de bentonite d'origines volcaniques dans l'intervalle callovo-oxfordien, différents faciès sédimentaires ont été décrits dans la partie la plus profonde du Bassin Subalpin (région de Die-Laragne).

Le faciès marneux des TN correspond à des marnes sombres à débit en plaquettes (Pellenard, 2003). Le contenu en carbonate (calcite et dolomite) des marnes est d'environ 30% de la roche totale. Le matériel terrigène est dominé par la fraction silteuse (80%, quartz subanguleux) et la fraction argileuse (20%, principalement illite et interstratifiés), auxquels quelques pourcents de sables fins s'ajoutent (Pellenard, 2003). Contrairement à la lithologie et la fraction argileuse, qui sont relativement homogènes, les marnes noires montrent des variations granulométriques verticales qui ne sont pas corrélables au sein du bassin (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003). De plus, le faciès « Terres Noires s.s. » (Fig. 3.7, Pellenard, 2003) du Bassin Subalpin contient une faune variée. Il est décrit des coccolithes, des radiolaires, des foraminifères benthiques et pélagiques en plus des ostracodes, ammonites, gastéropodes et terriers pyritisés. Les terriers pyritisés sont de diamètres millimétriques à inframillimétriques et ils sont plus abondants dans les rubanements clairs des TN (Tribovillard, 1988a ; 1988b).



Figure 3.7 : exemple du faciès « Terres Noires s.s. », avec le faciès « argovien » visible au sommet de la coupe de Oze, Oxfordien inférieur à moyen. L'échelle est représentée par Melesio Quijada dans le coin inférieur droit.

A l'intérieur du faciès « Terres Noires s.s » (Fig. 3.7), il est noté la présence d'horizons carbonatés continus ou noduleux (d'épaisseur centimétrique à décimétrique), ainsi que de nodules (d'épaisseur centimétrique) disséminés de façon aléatoire dans le membre supérieur des TN. Parmi ces dépôts carbonatés, il est distingué différents faciès (Pellenard, 2003) :

- Les « nodules carbonatés centimétriques et aplatis au passage Callovien-Oxfordien ». Ce faciès est constitué de biomicrite sombre de type « wackstone » à bioclastes de microfossiles pélagiques. Les faunes décrites sont des radiolaires, des lamellibranches, des ostracodes, quelques loges de protoglobigérines et des bioturbations importantes sont visibles (terriers ovoïdes millimétrique). Dans ce faciès noduleux, des laminations sont visibles à l'œil nu mais il existe également des lamines silteuses infra-millimétriques qui sont riches en feldspaths, muscovites et en quartz subanguleux à émoussés. Des cristaux de sidérite et d'ankérite (carbonates de fer) sont également présents (Pellenard, 2003).
- Les « bancs et nodules marno-calcaires rouille-lie de vin ». Ces nodules doivent leurs couleurs à la présence importante de plusieurs carbonates ferromagnésiens recristallisés : l'ankérite, la dolomite et la sidérite. Les bancs les plus colorés contiennent une proportion plus importante de sidérite (Pellenard, 2003). Le plus souvent, la faune est peu abondante et ces nodules rouille-lie

de vin contiennent également des lamines infra-millimétriques composées de quartz détritiques, de muscovites, de kaolinites, de feldspaths et de zircons. Dans le centre non recristallisé de certains nodules, le carbonate correspond à une biomicrite à spicules calcitiques monaxones, avec des radiolaires, des protoglobigérines, des ostracodes et des foraminifères benthiques (Pellenard, 2003). Ces nodules apparaissent sur plusieurs coupes du bassin profond et leur répartition stratigraphique n'est pas aléatoire. Dans les TN, la présence de sidérite (carbonate ferromagnésien), preuve d'un changement de la chimie de l'eau de mer, peut être la conséquence de circulations de fluides salifères triasiques (Tribovillard, 1988b), de périodes de forte érosion continentale ou bien d'activités hydrothermales et volcaniques sous-marines (Pellenard, 2003).

- Les « bancs marno-calcaires jaunâtres à débit en plaquettes, laminés, et nodules à laminations ». Ces carbonates sont caractérisés par une abondance de lamines infra-millimétriques. Les lamines infra-millimétriques présentent la même composition que celles décrites dans le faciès précédent, à la différence notable qu'elles sont beaucoup plus riches en quartz détritiques (Pellenard, 2003). Ces lamines sont fréquemment cimentées par une phase calcitique (sparitique) ou siliceuse (cristaux poecilitiques de quartz). Localement, les lamines infra-millimétriques peuvent montrer une base érosive (Pellenard, 2003).
- Les « nodules de couleur crème et bancs marno-calcaires sans laminations de l'Oxfordien inférieur et moyen ». Ces nodules sont constitués d'une biomicrite à faunes pélagiques (protoglobigérines, radiolaires), de spicules d'éponges, ainsi que constituants d'ammonites dissous, de gastéropodes et de débris d'échinodermes (Pellenard, 2003). La matrice est souvent recristallisée en microsparite ou sparite et il y a peu d'éléments détritiques. Des cristaux automorphes de quartz allongés et d'albites ont été observés (Pellenard, 2003).

Des structures sédimentaires sont observées dans plusieurs de ces faciès carbonatés. En effet, dans certaines lentilles calcaro-sableuses décimétriques à métriques, ainsi que dans des nodules décimétriques du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, Pellenard (2003) fait état de laminations silteuses millimétriques très souvent planes (rares lamines obliques), composées de quartz détritiques d'environ 50 µm de diamètre. Les fines lamines de ces nodules enregistrent de fréquentes bioturbations, de rares niveaux à convolutes, des surfaces et sillons d'érosion, des figures de charge (« microload cast »), ainsi que des lentilles de micrite millimétrique ressemblant à des « flaser ». Ces structures sédimentaires peuvent être issues de trois processus sédimentaires (Pellenard, 2003) :

- 1) La forme sigmoïdale et les bases érosives des lentilles calcaro-sableuses associées à l'aspect des lamines en petits bancs correspondraient à des dépôts de tempête (tempestites distales) en plate-forme externe (Pellenard, 2003). Toutefois, il est important de souligner qu'il n'y a aucun argument macroscopique (HCS, gouttière d'érosion décimétrique à métrique, granoclassement, grès) pour confirmer cette hypothèse.

- 2) Des séquences turbiditiques ont été observées dans la région d'Embrun (Pairis, 1966, dans Artru, 1972). Néanmoins, les structures citées préalablement ne peuvent correspondre qu'aux termes Tc (convolutés) et Td (laminés plans à obliques) de la séquence de Bouma (1962) et il n'y a aucun granoclassement visible. Si ces lentilles calcaro-sableuses étaient des dépôts turbiditiques, elles seraient probablement plus complètes et surtout mieux représentées dans le bassin profond (Pellenard, 2003).
- 3) Les lamines planes peuvent avoir été formées par des courants hémipélagiques. Toutefois, il ne peut s'agir que d'un courant de fond faible au vu de la taille des grains de quartz détritiques (Pellenard, 2003).

Sur la base de ces arguments, une partie des lentilles calcaro-sableuses laminées du bassin profond des TN correspondraient à des tempestites distales. Mais, l'absence de structure en HCS, couplée à la rareté de ces tempestites distales, indiquent que ces sédiments se sont formés à la limite d'action des vagues (Pellenard, 2003). De plus, les lentilles calcaro-sableuses contenant des micro laminations planes sont probablement la conséquence d'un faible courant de fond sporadique (Pellenard, 2003).

4.1.3 Conditions de dépôt des Terres Noires en bassin profond

Les faciès sédimentaires des marnes sombres et des horizons carbonatés, associés aux données biostratigraphiques, ont permis à différents auteurs de discuter l'environnement de dépôt et la paléobathymétrie de la formation des TN dans le domaine dit « profond ». Ainsi, Artru (1972) évoque un milieu de sédimentation bathyal situé entre 600 et 1000 m alors que Roux et al. (1988) proposent une paléobathymétrie pouvant atteindre 1500 m. Certains faciès sédimentaires de nodules carbonatés montrent également des micro laminations qui pourraient correspondre à des courants profonds (Pellenard, 2003). Au contraire, Rolin (1987) avance que la paléobathymétrie minimale était de 200 m et Marchand et al. (1990) suggèrent que les TN correspondent à un environnement de plate-forme externe ou de talus continental. Comme vu précédemment, les données sédimentologiques montrent que certains sédiments se sont déposés à la limite d'action des vagues de tempête en domaine de plate-forme externe (Pellenard, 2003).

Il y avait donc des variations bathymétriques entre différents endroits du bassin profond, ce qui est cohérent avec l'idée de compaction différentielle au-dessus de différents blocs basculés de la marge (Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003). Certaines zones du bassin étaient plus profondes (forte subsidence) alors que d'autres correspondaient à des haut-fonds (faible subsidence). Néanmoins, bien que les données biostratigraphiques et sédimentologiques montrent des résultats relativement épars, Pellenard (2003) rappelle également qu'il ne peut y avoir de différence énorme de paléobathymétrie au sein des TN puisqu'il n'y a pas de forte variabilité au sein des biozones à ammonites, et que la

microfaune pélagique est abondante et homogène dans la formation. Par ailleurs, la quasi absence de dépôt gravitaire démontre que les marnes sombres des TN se sont déposées par décantation, ce qui serait en adéquation avec un milieu hémipélagique à pélagique. Par conséquent, en fonction de la physiographie du fond du bassin, liée en majorité à l'activité synsédimentaire des blocs basculés de la marge (compaction différentielle, Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003), l'environnement de sédimentation des TN était compris entre le domaine circa-littoral et le domaine bathyal (Pellenard, 2003). La morphologie en blocs basculés du bassin pouvait aussi impliquer la présence de faibles courants de fond, locaux et non permanents, ce qui expliquerait le fait que les variations granulométriques dans le bassin ne soient pas corrélables.

D'autre part, différentes analyses indiquent que les eaux du fond du bassin étaient périodiquement peu oxygénées et sursalées (Tribovillard, 1988a ; 1988b). Ces conditions particulières étaient probablement locales et liées à la proximité de diapirs salifères affleurant dans le fond du Bassin Subalpin. En effet, la sursalure des eaux de fond pouvait, couplée à des périodes de mousson, favoriser la stratification des eaux du bassin (Tribovillard, 1988b). La chimie des eaux de fond a pu également favoriser la précipitation de carbonates de fer par moment (Pellenard, 2003). Pour conclure, il est donc probable que l'environnement marin du Bassin du Sud-Est était périodiquement stratifié durant le dépôt des TN (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003).

4.2 Domaine de plate-forme

Sur les bords du bassin profond, les dépôts contemporains de la formation des TN sont beaucoup plus variés. En effet, les séries comprises entre le Bajocien supérieur et l'Oxfordien inférieur peuvent être composées de dolomies, de calcaires, de marnes, de faciès marneux grumeleux, rognoneux ou noduleux (Dardeau, 1983 ; Debrand-Passard, 1984 ; Graciansky, 1999). Il est observé que ces séries peu profondes sont beaucoup moins épaisses, d'un facteur 10, que celles du bassin (Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003). On constate de nombreuses lacunes ou condensations dans ces sédiments, notamment durant l'intervalle callovo-oxfordien. Cela se traduit souvent par l'absence totale ou partielle du Callovien et de l'Oxfordien inférieur-moyen sur les plate-formes, qui serait la conséquence d'un ravinement important causé par une grande transgression marine durant cette période (Graciansky et al., 1999) et/ou de forts courants océaniques sur les plate-formes (Rais et al., 2007). Comme expliqué précédemment, on peut différencier l'Escarpement Vivaro-Cévenole et la Rampe Provençale (Figs. 3.1, 3.2, 3.5). Le domaine de plate-forme n'étant pas l'objet principal de ce travail, une rapide description de quelques coupe-types contenant du callovo-oxfordien sur l'Escarpement Vivaro-Cévenole et sur la Rampe Provençale est réalisée.

Sur la Bordure Vivaro-Cévenole, le domaine de plate-forme a été principalement décrit sur la coupe de Navacelles et de Quissac (Debrand-Passard, 1984 ; Graciansky et al., 1999). La coupe de Navacelles

(Fig. 3.8) correspond à un environnement de plate-forme interne où les séries datées de l'Oxfordien moyen sont transgressives sur des dolomies du Bathonien. Il s'agit de calcaires argileux, glauconieux, grumeleux, riches en ammonites, suivi de calcaires sublithographiques bruns, sur une épaisseur d'environ 30 m (Bodeur, 1994). La coupe de Quissac (Fig. 3.8) est située dans l'ancien domaine de plate-forme externe. Les dépôts du Callovien (environ 180 m) sont composés de marnes grises feuilletées avec quelques intercalations de bancs de calcaires gréseux roux, qui deviennent progressivement des bancs de calcaires blancs très fossilifères, suivi d'un niveau de calcaire dur roux, riche en glauconie, et à la surface corrodée (« hardground », Debrand-Passard, 1984). Au-dessus du niveau de « hardground », on peut trouver localement des niveaux marneux, puis des calcaires argileux et noduleux roux, sur une épaisseur de 5 m (Callovien supérieur). Dans des dépressions calloviennes, les sédiments de l'Oxfordien inférieur affleurent localement sous la forme de marnes noires feuilletées, avec des fossiles pyriteux sur une épaisseur comprise entre 5 et 12 m (Debrand-Passard, 1984). Au-dessus, l'Oxfordien moyen débute par un petit niveau de marnes glauconieuses et grumeleuses, suivi de calcaires argileux intercalés avec des marnes grises, passant progressivement à des calcaires compacts (Debrand-Passard, 1984).

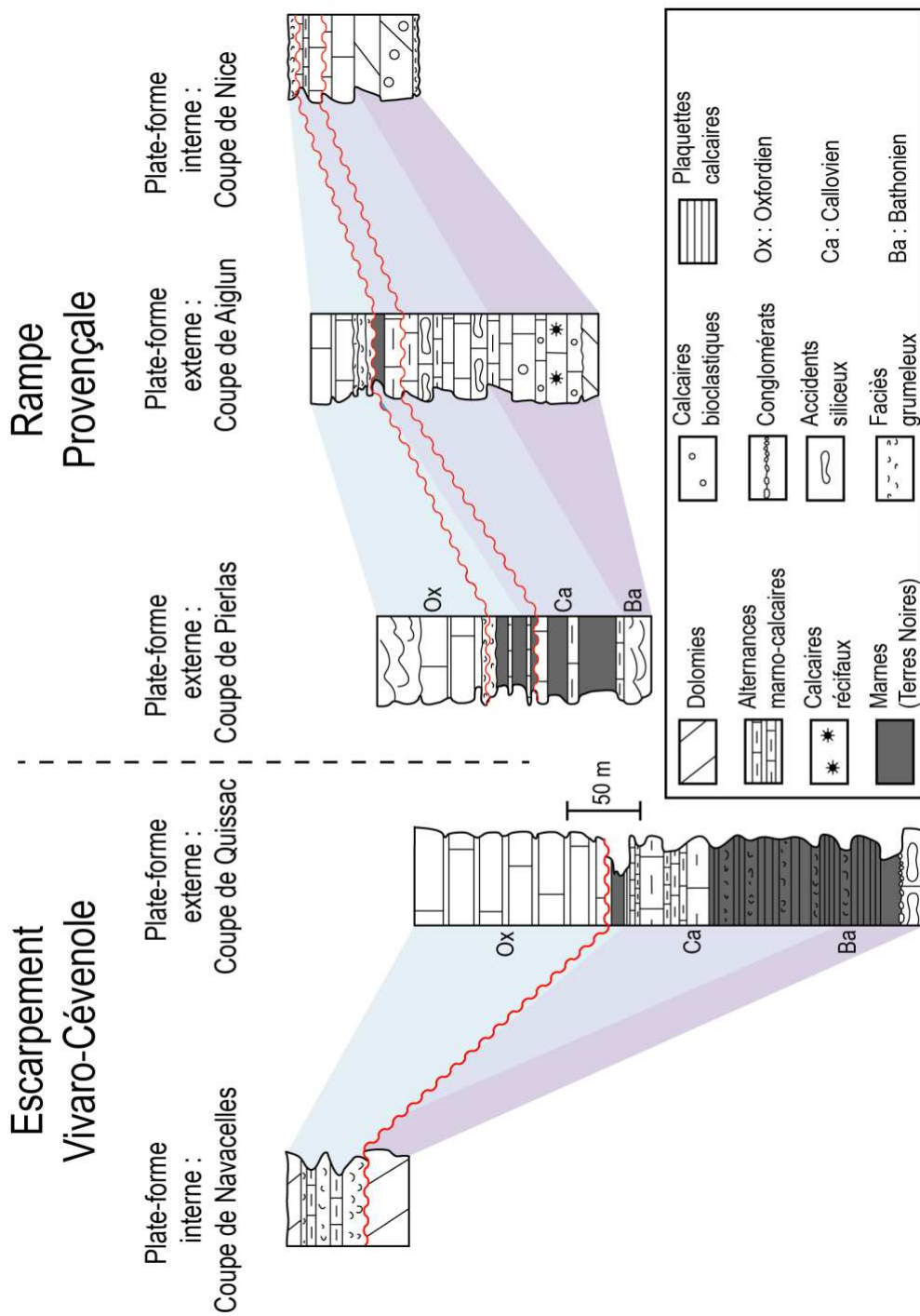


Figure 3.8 : Comparaison des coupes entre l'Escarpement Vivaro-Cévenole et la Rampe Provençale (d'après Graciansky et al., 1999).

Sur la Plate-forme Provençale, l'équivalent du membre supérieur de la formation des TN affleure principalement sur trois coupes des Alpes-Maritimes (Fig. 3.8, Dardeau, 1983 ; Graciansky, 1999) :

- Le domaine de plate-forme interne est situé dans la région de Nice (Fig. 3.8). La série débute par environ 50 m de calcaires à ammonites datés du Callovien ; suivi de dépôts très réduits (0 à quelques décimètres) d'âge Oxfordien inférieur, correspondant à des faciès carbonatés voir dolomitiques ; se terminant par des calcaires transgressifs rognoneux, conglomératiques, et fossilifères durant l'Oxfordien moyen (Dardeau, dans Debrand-Passard, 1984).
- La coupe d'Aiglun (Fig. 3.8), qui est située en plein dans le domaine de plate-forme de l'époque. Elle est composée de bas en haut de bancs d'épaisseurs variables de calcaires, de calcaires argileux (parfois feuilletés) sur un intervalle de 70 à 90 m pour le Callovien ; et de marnes noires à débits feuilletés, de calcaires rognoneux conglomératiques et glauconieux, sous des marnes blanchâtres et des calcaires rognoneux très fossilifères, pour une épaisseur comprise de 6 à 8 m, datés à l'Oxfordien inférieur et moyen (Dardeau, 1983).
- La coupe de Pierlas (Fig. 3.8), qui correspond à un domaine de plate-forme externe voir de haut de talus. Le Callovien (95-105 m) est composé de bas en haut de marnes feuilletées à bancs calcaires et calcaires argileux, de calcaires rognoneux rougeâtres, et de marnes et calcaires argileux. L'intervalle Oxfordien inférieur-moyen (15-20 m) est lui composé à la base de marnes noires contenant un banc de calcaires roux, suivi d'un niveau d'encrouement rouille, recouvert de façon discontinu par un niveau calcaire jaunâtre à laminations se terminant par des marnes noires à faune pyriteuse (Dardeau, 1983).

Par conséquent, on observe très clairement que le faciès « Terres Noires s.s. » (marnes sombres du Callovien et de l'Oxfordien inférieur-moyen, Pellenard, 2003) est absent des zones internes des plate-formes du Bassin du Sud-Est alors qu'il est partiellement enregistré dans les parties externes (Debrand-Passard, 1984 ; Graciansky et al., 1999).

4.3 Cortège argileux de la formation des Terres Noires

La composition minéralogique des argiles du membre supérieur de la formation des TN est relativement bien connue, grâce à différentes études (Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Levert et Ferry, 1988 ; Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003 ; Pellenard et Deconinck, 2006). Les argiles représentent environ 20% de la fraction terrigène des marnes noires dans les TN. Afin de s'affranchir au mieux de l'effet d'enfouissement induit par le front de chevauchement des Alpes, les données décrites sont principalement issues de la région occidentale du Bassin Subalpin. Dans cette section, il est décrit : 1) la composition minéralogique du cortège argileux ; 2) la répartition latérale et verticale de ce cortège argileux ; 3) l'impact de la diagenèse sur la minéralogie des argiles ; et 4) l'origine de ce matériel détritique fin.

4.3.1. Composition minéralogique du cortège argileux dans le bassin profond

Dans le Bassin Subalpin, la formation des TN contient principalement 4 types de minéraux argileux (Fig. 3.9 ; Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Pellenard, 2003 ; et Pellenard et Deconinck ; 2006) :

- Les illites, qui sont dominantes (30 à 50 % du cortège argileux).
- Les chlorites, de la famille des brunsgivites, sont caractérisées par une forte teneur en fer (Pellenard, 2003). Elles représentent environ 40% du cortège argileux.
- Les interstratifiés illite/smectite irréguliers de type I/S R1 ordonnées. Ils sont composés de plus de 55% de feuillets d'illites (Pellenard, 2003). Il n'est connu aucun interstratifié désordonné de type R0 dans les TN. De l'allevardite (interstratifié illite/smectite régulier) a été décrite dans des niveaux de bentonite (Pellenard et Deconinck, 2006) et entre Gap et Embrun (Artru, 1972).
- La proportion de kaolinite dans les TN est inférieure à 15% (Artru, 1972 ; Pellenard, 2003).

Dans son interprétation du cortège argileux, Pellenard (2003) précise cependant que les raies (obtenues par diffraction au rayon X) des interstratifiés I/S R1 et de la chlorite peuvent empêcher la détection d'interstratifiés chlorite-smectite et chlorite-vermiculite.

La composition du cortège argileux des TN dans le Bassin Provençal est sensiblement la même. Localement, certains intervalles comme le sommet du Callovien et l'Oxfordien inférieur peuvent contenir jusqu'à 20 à 30% de smectite secondaire mais ce minéral argileux est tout de même considéré comme rare dans les TN (Awongo, 1984). Les interstratifiés chlorite/vermiculite, vermiculite/smectite ainsi que la vermiculite sont décrits sur des coupes. Toutefois, ces minéraux argileux sont regroupés avec la chlorite, car ils sont issus de l'altération atmosphérique de cette dernière (Awongo, 1984).

4.3.2 Variations latérales et verticales du cortège argileux dans le Bassin du Sud-Est

Le cortège argileux montre très peu de variation géographique au sein du bassin profond (coupe de Thuoux, Oze et Montréal-les-Sources, Pellenard, 2003). Cela est également confirmé par des diagrammes de répartition des proportions de minéraux argileux réalisés dans différentes biozones à ammonites, qui démontrent l'uniformité de la sédimentation argileuse dans le Bassin Subalpin à cette époque (Pellenard, 2003). En Provence, il y a également peu de variation latérale du cortège argileux. Seule la proportion de kaolinite affiche un enrichissement d'est en ouest, ce qui serait la conséquence d'apports détritiques limités à cause de la présence de la dorsale dauphinoise (Artru, 1972 ; Awongo, 1984).

Au contraire, le cortège argileux est différent sur la Bordure Vivaro-Cévénole (coupe de Quissac, Fig.

3.8). Comparé aux données du Bassin Subalpin, la fraction argileuse contient plus d'illite (52% de la fraction argileuse), à peu près autant de kaolinite (11%) et beaucoup moins de chlorite (10%). En outre, 27% du cortège argileux de la coupe de Quissac correspond à des minéraux argileux interstratifiés : illite/smectite R1, illite/smectite R0 (équivalent de la smectite) et chlorite/smectite (Pellenard, 2003). On peut donc constater que la composition minéralogique est relativement homogène au sein du bassin profond mais plus hétérogène sur la plate-forme.

A l'instar de la lithologie, la répartition verticale des argiles est relativement monotone au sein du membre supérieur des TN (Pellenard, 2003 ; Pellenard et Deconinck, 2006). Il y a toutefois quelques variations dans la minéralogie des argiles entre le Callovien et l'Oxfordien moyen. Dans les coupes du bassin profond (Fig. 3.9A), on peut observer au cours du temps : 1) une augmentation de la proportion des interstratifiés I/S (25% à 40%) ; 2) une diminution de la proportion des illites (50% à environ 30%) couplée à une augmentation de leurs indices de cristallinité ; 3) une diminution de la proportion de chlorite (30% à 15%) ; et 4) une augmentation de la proportion de quartz inférieur à 2 μm . En Provence, peu de variations verticales communes aux sondages et aux coupes ont été observées (Awongo, 1984).

Des variations minéralogiques verticales sont aussi observées dans les TN de la Bordure Vivaro-Cévenole (coupe de Quissac, Pellenard, 2003). Alors que la composition minéralogique de la fraction argileuse est homogène durant le Callovien inférieur, il est observé au Callovien supérieur une augmentation de la proportion des différents interstratifiés et de la kaolinite, couplée avec une diminution de la proportion d'illite et de chlorite. Cette tendance se poursuit durant le Callovien supérieur, avec le maximum de proportion des différents interstratifiés, et le minimum de proportion de l'illite. Le sommet de la coupe de Quissac, au passage Callovien/Oxfordien, révèle une apparition soudaine des interstratifiés I/S R0, comparables à des smectites. Cet enregistrement soudain de smectites, absentes et rares dans le Bassin Subalpin et le Bassin Provençal, indique un changement important des apports terrigènes sur l'Escarpement Vivaro-Cévenole (Pellenard, 2003).

4.3.3. Impact de la diagenèse sur la minéralogie des argiles

Au sein du Bassin Subalpin, l'empreinte diagenétique enregistrée par les argiles des TN peut être divisée en trois secteurs géographiques (Barlier, 1974).

Le premier secteur correspond aux dépôts situés à l'ouest de Veynes (Fig. 3.3). Historiquement, il s'agit du secteur des TN le plus étudié (Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Levert et Ferry, 1988 ; Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003 ; Boulila, 2008). Ce secteur du bassin révèle une diagenèse d'enfouissement normale (Artru, 1972) ou bien faible à moyenne (Barlier, 1974 ; Levert et Ferry, 1988). Les marnes contiennent de l'illite, de la chlorite, de la kaolinite et des interstratifiés I/S R1 (Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Levert et Ferry, 1988 ; Pellenard, 2003). Les données sur la matière organique ainsi que sur les

inclusions fluides démontrent que la température maximum subie par ces sédiments a été de 155 °C à 185 °C, pour une pression de quelques centaines de bars (Barlier, 1974). Parmi les autres indices d'une diagenèse d'enfouissement faible à normale, Pellenard (2003) met en avant :

- La faible cristallinité de l'illite (bien que l'héritage sédimentaire puissent également jouer un rôle).
- Les variations de la minéralogie des argiles selon la lithologie dans l'Oxfordien moyen au travers d'anti-corrélations de certains argiles (interstratifiés I/S versus chlorite ferrifère dans les bancs calcaires, illite versus chlorite dans tous les bancs).
- La présence dans l'Oxfordien moyen d'interstratifiés C/S qui correspondent à un stade intermédiaire de l'altération de la smectite en chlorite.
- L'absence de smectite dans le bassin, alors qu'elle est présente sur la Bordure Vivaro-Cévenole (coupe de Quissac), et également présente en faible proportion dans le Bassin Provençal et dans les bassins alentours. Il est proposé que son absence soit en réalité la conséquence de son « illitisation » en interstratifiés I/S R1 (Pellenard, 2003). Ainsi, les interstratifiés I/S R1 serait d'origine détritique et diagenétique. Toutefois, il faut faire attention concernant l'interprétation des smectites dans le Bassin Subalpin. En effet, sur certaines coupes, la smectite est enregistrée plus tardivement, dans le faciès argovien de l'Oxfordien moyen et supérieur (Pellenard, 2003). De plus, elle est présente sur la Bordure Vivaro-Cévenole (coupe de Quissac) et dans les TN de Provence (Awongo, 1984). Il n'est donc pas impossible que la smectite ait pu être totalement absente de la sédimentation des TN dans le bassin profond.
- La présence de quartz et d'albite néoformés, dont la paragenèse indique une diagenèse avancée. Par ailleurs, la transformation des smectites durant la diagenèse a pu fournir la silice nécessaire à ces néoformations.

Malgré ces différents processus, les proportions de kaolinite, d'illite et de quartz inférieur à 2 µm de cette partie occidentale du bassin correspondent bien à un héritage sédimentaire contemporain au dépôt des TN (Pellenard, 2003).

Le second secteur est situé à l'est de Veynes (Barlier, 1974), et il présente des caractéristiques minéralogiques de diagenèse forte. La kaolinite est absente du cortège argileux, et les interstratifiés I/S y sont rares. Les alentours de Gap correspondent au front de schistosité de la formation des TN (Artru, 1972 ; Barlier, 1974).

Le troisième secteur, dans la région d'Embrun, correspond à l'anchizone du Bassin Subalpin (Artru, 1972 ; Barlier, 1974). Le cortège argileux est composé d'illite et de chlorite et les données sur la matière organique et les inclusions fluides indiquent des températures comprises entre 200 °C et 255 °C, pour une pression d'environ 700 bars.

La coupe de Quissac (Escarpement Vivaro-Cévenole) ne montre pas d'indice particulier de diagenèse d'enfouissement. En effet, les variations des proportions d'interstratifiés et de kaolinite, ainsi que l'arrivée soudaine d'interstratifiés I/S R0 (smectites), sont interprétées comme étant un héritage sédimentaire (Pellenard, 2003). Il en va de même pour les TN de Provence, qui témoignent d'une diagenèse d'enfouissement très faible, mis à part peut-être une diminution de la proportion de kaolinite, couplée à une augmentation de la proportion d'illite dans deux sondages (Awongo, 1984).

On constate donc que dans le Bassin Subalpin, une diagenèse d'enfouissement croissante vers l'est a perturbé l'enregistrement du message sédimentaire. C'est notamment le cas pour les smectites qui ont pu participer à la néoformation d'interstratifiés I/S R1 et qui sont absentes dans les TN du Bassin Subalpin. Toutefois, l'héritage sédimentaire est encore perceptible pour d'autres minéraux argileux (kaolinite, illite).

4.3.4. Origine du matériel détritique fin

Comme décrit précédemment, la majorité des argiles du Bassin du Sud-Est de la France est d'origine détritique, à l'exception probable d'une partie des interstratifiés I/S R1. Pour rappel, la fraction terrigène du membre supérieur des TN est composée d'environ 80 % de silts, 20 % d'argiles et de quelques pourcents de sables fins (Pellenard, 2003).

La source principale de ce matériel détritique fin serait située au nord-est du bassin (Fig. 3.9B). En effet, l'essentiel de l'illite, de la chlorite et des interstratifiés proviendraient du Massif Bohémien et des Terres Alémaniques (Artru, 1972 ; Pellenard, 2003). Des études de la fraction argileuse sur des coupes situées sur la bordure jurassienne ont permis de confirmer cette hypothèse (Pellenard, 2003). L'origine lointaine pourrait également expliquer l'uniformité des argiles et les faibles variations de proportion observées dans le Bassin du Sud-Est.

Au contraire de l'illite qui est difficilement interprétable en terme de source d'apport (présente en trop grande proportion et peu de variation), la kaolinite permet d'avancer quelques hypothèses. En effet, la kaolinite se dépose relativement près de sa source en milieu marin (Deconinck, 1984, Deconinck et al., 1985). Il est par exemple possible qu'une émergence de la plate-forme du Massif Central durant l'Oxfordien moyen soit à l'origine d'une partie de la kaolinite de la Bordure Vivaro-Cévenole (Pellenard, 2003). Cependant, le Massif Central serait resté immergé durant le Callovien et l'Oxfordien inférieur, et il s'agissait plutôt d'une zone de transit sédimentaire (Graciansky et al., 1999). La kaolinite du Bassin du Sud-Est pourrait plus vraisemblablement provenir de la plate-forme jurassienne et/ou bourguignonne au nord ou à l'ouest, via le sillon Loire-Seine (Fig. 3.9B). Durant le Callovien et l'Oxfordien, cette zone subsidente recoupait le Massif Central et connectait le Bassin de Paris avec le Bassin du Sud-Est (Enay et al., 1984). Ainsi, les smectites présentes sur la Bordure Vivaro-Cévenole

(coupe de Quissac) à la fin du début Callovien et au début de l'Oxfordien auraient pour origine le Bassin de Paris, et leurs transports auraient été favorisés par la transgression de l'Oxfordien inférieur (Pellenard, 2003). La présence de ce sillon Loire-Seine est importante, car cela peut impliquer que le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est auraient pu avoir des sources détritiques communes (massif armoricain, massif Londres-Brabant, voir même l'Atlantique nord en cours d'ouverture, Graciansky et al., 1999 ; Pellenard, 2003).

Contrairement à ce qui a pu être proposé (Artru, 1972), le bloc corso-sarde n'aurait pas alimenté le Bassin du Sud-Est durant le callovo-oxfordien (Graciansky et al., 1999). De plus, une source plus lointaine que celles proposées précédemment est peu probable, car cela aurait impliqué des courants océaniques plus importants, ce qui n'est pas cohérent avec les conditions de faible oxygénation à réductrice dans le fond du Bassin Subalpin (Artru, 1972, Tribouvillard, 1988b) et avec la granulométrie des marnes qui ne correspond pas à des dépôts marins distaux (majorité de fraction silteuse, Pellenard, 2003).

Les précédentes études sur le cortège argileux de la formation des TN permettent donc de conclure que :

- 1) La composition minéralogique des argiles est relativement homogène dans le temps et dans l'espace dans domaine profond (Bassin Subalpin et Bassin Provençal).
- 2) Une différence de composition minéralogique de la fraction argileuse est observable entre les TN du bassin profond et ceux de la plate-forme externe (Pellenard, 2003).
- 3) L'effet de la diagenèse est croissant d'ouest en est dans le Bassin Subalpin. (Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Ferry et Levert, 1988 ; Pellenard, 2003). Aux vues de ces différentes études, notre travail se concentrera donc sur les régions faiblement affectées par la diagenèse (ouest de Veynes).
- 4) La question des sources reste soumise à plusieurs interrogations, bien que les principales études (Artru, 1972 ; Graciansky, 1999 ; Pellenard, 2003) s'accordent sur le fait que la majorité du matériel détritique provienne du nord-est du bassin.

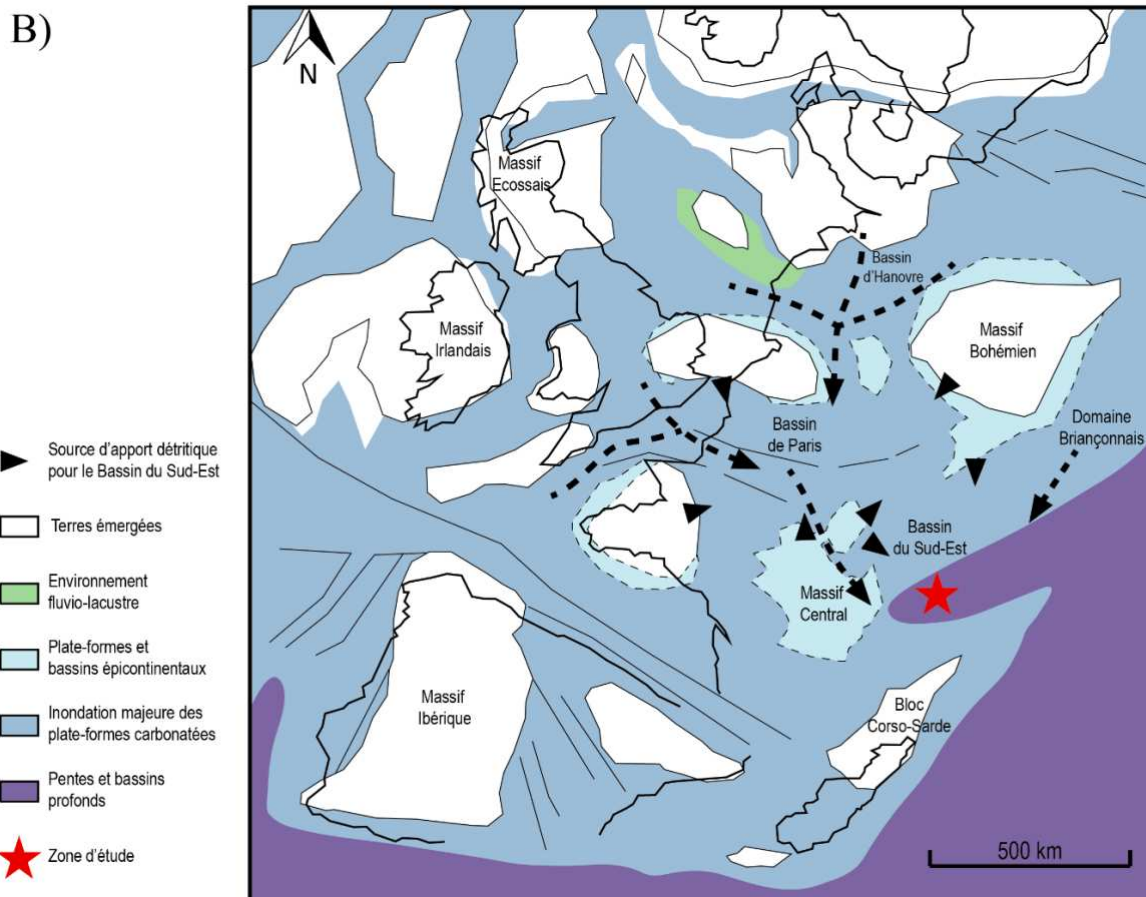
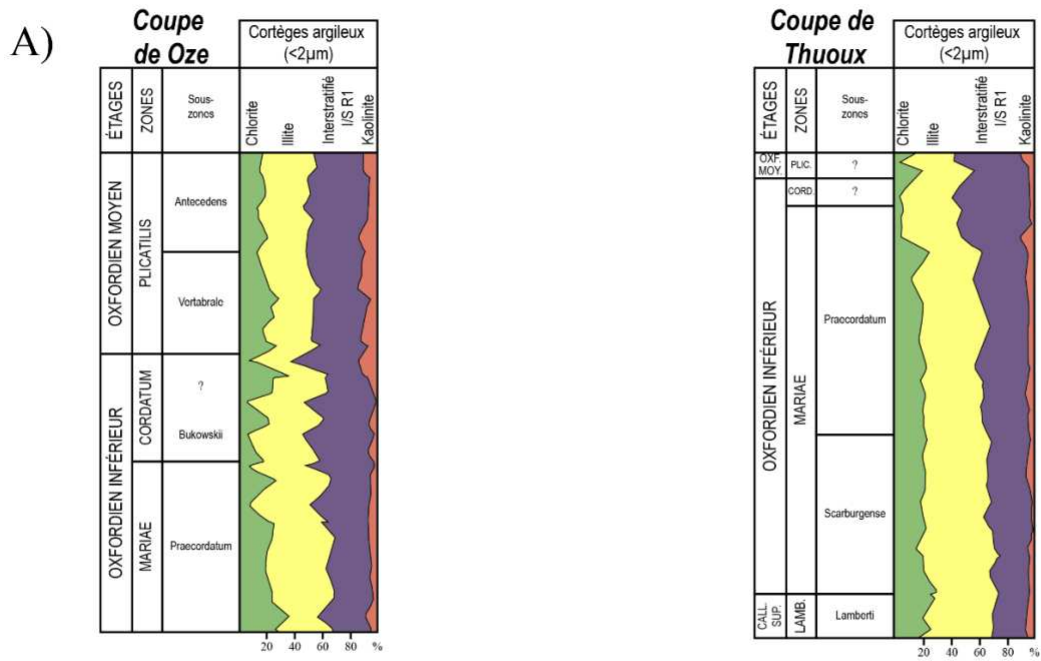


Figure 3.9 : A) Répartition des minéraux argileux sur les coupes de Oze et de Thuoux (d'après Pellenard, 2003). B) Carte paléogéographique des potentiels sources de sédiments détritiques dans le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est (dans Boulila et al., 2008 ; modifiée d'après Dercourt et al., 1993 et Pellenard, 2003).

4.4. Contenu organique des Terres Noires

Bien que les TN affleurent de façon importante dans le Bassin du Sud-Est, il existe finalement très peu de données sur le contenu en matière organique de cette formation. Ces travaux sont principalement axés sur les TN du Bassin Subalpin (Artru, 1972 ; Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003) et sur une seule coupe dans le Bassin Provençal (Awongo, 1984). La sédimentation organique dans les TN serait cyclique et contrôlée par certains facteurs spécifiques (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003).

4.4.1. Bassin Subalpin

Dans le Bassin Subalpin, trois études réalisées sur les affleurements sont disponibles : 1) dans la région de Die-Laragne (Artru, 1972) ; 2) sur la coupe de Beauvoisin (Tribovillard, 1988a ; 1988b) ; et 3) sur les coupes de Oze et de Montréal-les-Sources (Pellenard, 2003). Historiquement, les valeurs les plus élevées de COT (Contenu Organique Total) sont situées au sommet de la formation (Artru, 1972). Dans le membre supérieur des TN, les COT sont compris entre 0,1 et 1% pour une moyenne d'environ 0,5-0,6% selon les études (Artru, 1972 ; Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003). Il est compliqué d'observer les variations verticales de COT dans les TN, car seulement quelques données de l'Oxfordien inférieur sont représentées sur des coupes (Pellenard, 2003). Avec une moyenne aux alentours de 40 à 50 mg HC/COT (Fig. 3.10), les IH (Indice Hydrogène) des échantillons sur les affleurements sont très faibles (10 à 100 mg HC/gCOT). Les valeurs de Tmax varient entre 445 et 500 °C pour une moyenne comprise entre 450 et 455 °C. Dans un diagramme de Van Krevelen (Fig. 3.10), la majorité des échantillons se situent à la fin de la fenêtre à huile. Quelques échantillons correspondants à des COT faibles présentent des Tmax plus élevées (460 à 500 °C, Pellenard, 2003). On observe également un gradient positif de maturité quand on s'approche de la région de Gap (Artru, 1972), ce qui est cohérent avec les résultats observés sur les argiles. L'étude des palynofaciès (Tribovillard, 1988a) a révélé une diagenèse modérée de la matière organique (couleur jaune des dinoflagellés), ce qui équivaut à un pouvoir réflecteur de la vitrinite de 0,7%.

Depuis Artru (1972), on sait que la matière organique des TN est d'origine mixte, avec toutefois une plus grande proportion d'origine terrestre. En effet, 3 fractions organiques sont décrites (Artru, 1972) :

- 1) La matière organique autochtone (marine), colloïdale ou figurée, constituée de zooplancton et/ou de phytoplancton, en faible proportion.
- 2) La matière organique végétale, provenant des terres émergées.
- 3) La matière organique héritée, fortement carbonée, qui pourrait provenir de séries plus anciennes à l'affleurement sur les terres émergées. Ces séries, qui auraient subi une première diagenèse

d'enfouissement, pourraient être des dépôts houillers du Carbonifère (Artru, 1972). Les quelques valeurs de Tmax très élevées (460 °C à 500 °C) pourraient provenir de cette matière organique héritée (Pellenard, 2003).

Plus récemment, les résultats de Rock Eval ont permis de proposer une typologie de type III pour la matière organique des TN (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003). Cela correspondrait à de la matière organique d'origine continentale ou marine résiduelle. Les fortes teneurs d'IO (Indice Oxygène, non disponibles) indiquent une matière organique oxydée (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003). L'origine terrestre est également confirmée par les palynofaciès (Tribovillard, 1988a), qui montrent des composants continentaux en abondance (grains de pollens mal conservés et baguettes ligneuses) au détriment de la matière organique préservée (dinoflagellés, acritarches).

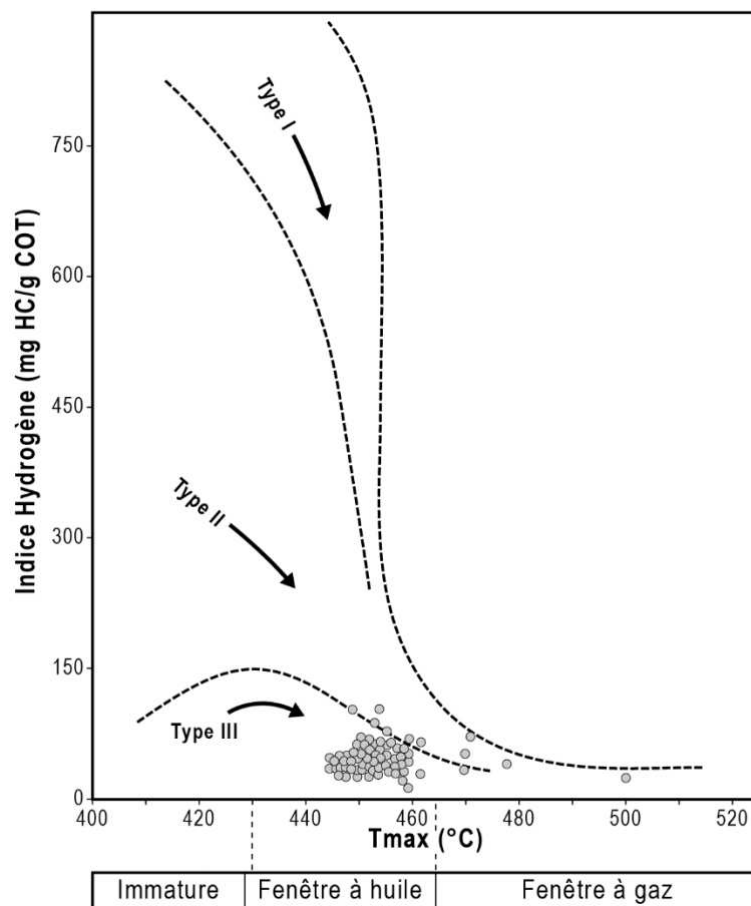


Figure 3.10 : Diagramme Van Krevelen avec les données de Tribovillard (1988a ; 1988b).

4.4.2. Bassin Provençal

Des données géochimiques existent sur la coupe des Bonfillons dans la région d'Aix-en-Provence (Awongo, 1984). Très peu d'échantillons ont été analysés et il n'y a pas de données factuelles mis à part

les diagrammes IO-IH et Tmax-IH. Toutefois, on peut observer un enrichissement du contenu organique inverse aux TN du Bassin Subalpin. En effet, les échantillons du Bathonien supérieur à Callovien inférieur (COT : 0,4 à 0,7%) sont plus riches que ceux du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (COT : 0,18 à 0,35%). Les IH, très faibles, sont compris entre 10 et 50 mg HC/gCOT. Les Tmax des échantillons du Bathonien supérieur-Callovien basal (environ 470 °C) indiquent une maturité située dans la fenêtre à gaz humide alors que ceux des échantillons du Callovien inférieur (environ 445-450°C) se situent dans la fenêtre à huile (Awongo, 1984). Il n'y a manifestement pas de données de Tmax pour les sédiments d'âges Callovien supérieur et Oxfordien inférieur sur la coupe des Bonfillons.

Les résultats Rock Eval sur les échantillons de TN en Provence montrent une matière organique de type III, d'origine terrestre, ou bien d'origine marine déposée en milieu fortement oxydé (Awongo, 1984). Une étude palynoplanctonique (Flicoteaux-Dupin, dans Awongo, 1984) révèle une abondance de la proportion marine (dinokystes et acritarches) au dépend de la proportion continentale (palynomorphes). La matière organique des TN de Provence serait donc un mélange de matière organique marine résiduelle, très dégradée, et de débris continentaux (Awongo, 1984). Les origines de cette matière organique seraient les mêmes que celles proposées par Artru (1972) : autochtone (marine), terrestre (couvert végétal des terres émergées) et héritée (sédiments plus anciens à l'affleurement).

4.4.3. Cyclicité et contrôle à l'échelle du Bassin du Sud-Est du contenu organique des Terres Noires

Les rubanements de bandes sombres et de bandes claires observés à l'affleurement dans les TN de la région de Die-Laragne ont fait l'objet d'une étude (Tribovillard, 1988a ; 1988b). Statistiquement, les bandes sombres sont sensiblement plus riches en matière organique que les bandes claires sur la coupe de Beauvoisin (COT : 0,72 % contre 0,5%). Les bandes sombres sont également plus riches en kaolinite (issue de l'altération continentale en climat chaud et humide), et les résultats de géochimie minérale de Fe et Ti dans ces mêmes bandes montrent une influence continentale plus importante (Tribovillard, 1988a ; 1988b). De plus, les analyses de kérogène démontrent que la matière organique contenue dans les bandes claires est plus oxygénée. A partir de ces résultats, un modèle de stratification des eaux périodiques a été proposé (Tribovillard, 1988a ; 1988b), avec :

- Des périodes durant lesquelles le bassin était confiné et réducteur en son fond (bandes sombres). Cette stratification des eaux aurait pour origine des apports d'eau douce et donc de matière organique terrestre, peu labile, et plus résistante à l'oxydation que la matière organique d'origine marine.
- Des périodes durant lesquelles le bassin était moins confiné et dont les eaux de fond étaient probablement plus oxygénées. Le mélange des eaux du bassin était plus efficace, car il y avait moins d'apport d'eau douce, et par conséquent de matière organique d'origine terrestre.

Néanmoins, il n'est pas impossible que ce soient les meilleures conditions de préservation (fond du

bassin plus réducteur) durant les périodes de forts apports continentaux qui aient permis de préserver plus de matière organique marine (Tribovillard, 1988b). Si cette hypothèse n'est pas à négliger, les palynofaciès indiquent toutefois un contenu organique principalement continental, ce qui tendrait plutôt à démontrer que le facteur principal de l'enrichissement en matière organique dans les TN est l'augmentation des apports continentaux. Une cyclicité des COT, ayant pour amplitude quatre couplets bandes sombres-bandes claires, est observée dans les TN de la coupe de Beauvoisin. Si un rubanement sombre-claire représente 100 ka, alors ce cycle du COT serait d'environ 400 ka (Tribovillard, 1988a ; 1988b). La cyclicité en fonction de la couleur des bandes a également été testée sur la coupe de Montréal-les-Sources. Sur cette coupe, les bandes sombres sont également statistiquement plus riches, mais aucune cyclicité régulière en fonction du rubanement n'est observée (Pellenard, 2003).

Par ailleurs, cinq cycles de COT sont décrits entre la coupe de Montréal-les-Sources (intervalle d'environ 60 m) et la coupe de Oze (intervalle de 40 m). La corrélation de ces cycles est calibrée grâce à différents niveaux de bentonites présents dans ces intervalles (Pellenard, 2003). Ces cycles ne sont pas superposables avec le rubanement sombre/claire observé à l'affleurement mais ils semblent corrélables entre des coupes du domaine profond relativement distantes (42 km).

En conclusion, la matière organique contenue dans les TN (COT de 0,1 à 1%) est de type III, d'origine continentale, avec une faible proportion de matière organique d'origine marine. Il est également envisageable qu'une partie de la matière organique de type III soit héritée de formation plus ancienne, comme par exemple les séries houillères du Carbonifère (Artru, 1972 ; Pellenard, 2003). Comme pour la minéralogie des argiles, on peut observer une maturité croissante de la matière organique quand on s'approche du front de chevauchement des Alpes (Artru, 1972). Malgré le faible jeu de données, des cycles du COT sont observés et corrélés au sein même du bassin (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003). Toutefois, la durée de ces cycles, ainsi que le rôle de différents facteurs (typologie de la matière organique, climat, morphologie du bassin, stratification des eaux) restent à mieux définir.

4.5. Cadre séquentiel de la formation des Terres Noires

4.5.1 Séquences stratigraphiques de 2^{nde} et 3^{ième} ordres sensu Vail (Graciansky et al., 1999)

A la suite des travaux sur la Téthys (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998), Graciansky et al. (1999) ont réalisé une synthèse visant à appliquer les principes de la stratigraphie séquentielle de l'époque (Vail et al., 1991) à la formation des TN du sud-est de la France. Ces travaux ont permis de tester ces principes, sensu Vail, dans un domaine extensif qui présentait une tectonique active, et qui a abouti à des différences de subsidence et de lithologie très importantes entre les bordures et le bassin profond. L'amélioration du cadre séquentiel des TN a été rendue possible grâce à de nouvelles études

sur les biozones à ammonites et sur les critères environnementaux qui en découlent (Graciansky et al., 1999, références dans la publication, Fig. 3.11).

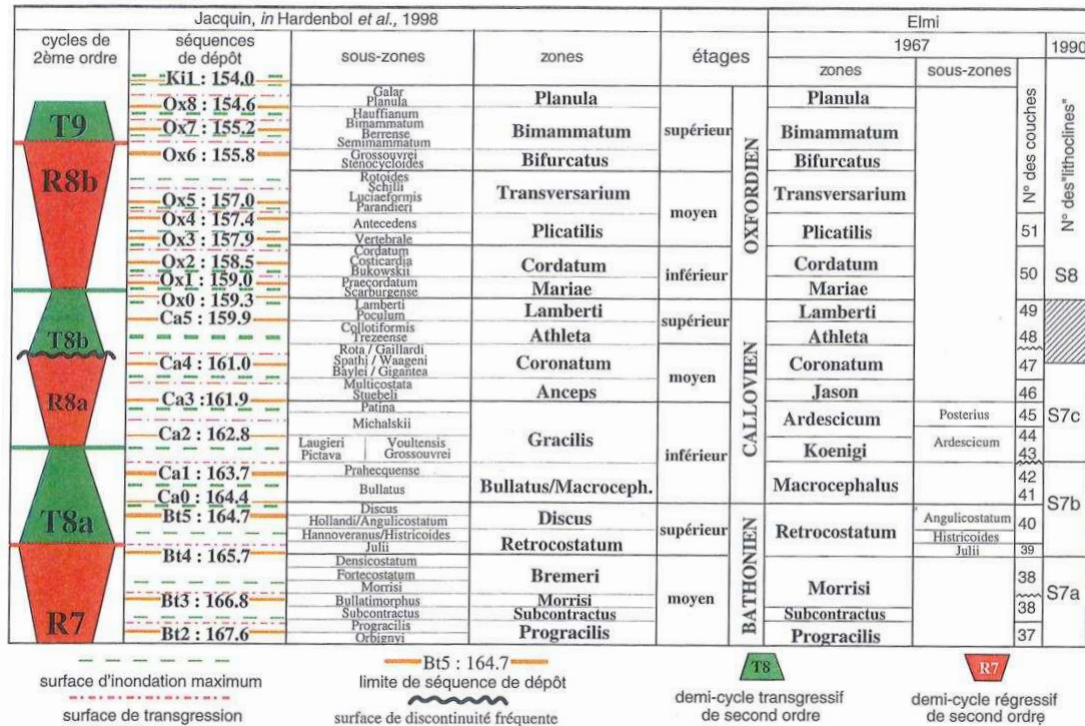


Figure 3.11 : Zones à ammonites et découpage séquentiel de la formation des Terres Noires (dans Graciansky et al., 1999 ; zonation par ammonites à partir des données de Mangold et al., 1997 ; Thierry et al., 1997 ; Cariou et al., 1997).

Durant le dépôt des TN, un grand cycle stratigraphique transgressif-régressif T8-R8 (cycle de 2nd ordre, sensu Vail, Bathonien supérieur-Oxfordien supérieur) d'une durée d'environ 10 Ma a été défini sur le craton ouest européen (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998). Les cycles de 2nd ordre, sensu Vail, permettent d'observer les grandes tendances de l'évolution géométrique des dépôts dans un bassin sédimentaire. Toutefois, sur les bordures et dans le domaine profond du Bassin du Sud-Est, une régression de 2nd ordre, datée dans le Callovien moyen (zone à Coronatum), est visible dans l'enregistrement sédimentaire (Graciansky et al., 1999). Donc, dans le cas particulier du Bassin du Sud-Est, le grand cycle transgressif-régressif T8-R8 est divisé en deux cycles transgressif-régressifs de 2nd ordre (T8a-R8a et T8b-R8b). Ces deux cycles sont composés au total de 15 à 16 séquences stratigraphiques de 3^{ème} ordre, sensu Vail (Fig. 3.12), déterminées à l'origine sur les parties les plus stables du craton ouest européen (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998 ; Graciansky et al., 1999). Ces cycles de 2nd ordre sont caractérisés chronologiquement par : 1) à la base du cycle T8a-R8a, une limite inférieure correspondant à l'ouverture de la Téthys occidentale (Bathonien supérieur, zone à

Restrocostatum) ; 2) une surface d'inondation maximale (MFS, « Maximum Flooding Surface ») durant le Callovien inférieur (zone à Gracilis) ; 3) une importante surface d'érosion séparant les deux cycles stratigraphiques au Callovien moyen (zone à Coronatum) ; 4) la MFS de l'Oxfordien basal (zone à Mariae), qui est la plus importante des TN, et qui correspondrait au second grand ennoyage du craton ouest européen après le Toarcien (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998), même si cette épisode est controversé (voir après) ; et 5) la limite supérieur du cycle T8b/R8b (Oxfordien supérieur, zone à Bimammatum), durant laquelle le Bassin du Sud-Est est pratiquement comblé (émersion locale, Graciansky et al., 1999).

L'objectif de cette partie du chapitre n'est pas de réécrire les travaux de Graciansky et al. (1999) ni de décrire chacune des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre. Ces travaux utilisent de nombreuses études précédentes, qui ne seront pas toutes citées par la suite, et il est donc recommandé de se référer à la publication afin d'avoir des informations plus précises sur les différentes localités et séquences stratigraphiques. Le but de ce chapitre est de décrire les grandes tendances du cycle transgressif-régressif T8b-R8b (fin Callovien moyen à début Oxfordien supérieur) à travers les surfaces importantes et les principales lithologies connues dans le bassin profond et sur ses bordures. De plus, quand cela sera possible, les différents cortèges de dépôts seront abordés. Les travaux de Graciansky et al. (1999) sont importants car ce sont les seuls travaux synthétiques de stratigraphie séquentielle sur les TN dans le bassin profond. De plus, ces travaux servent de cadre stratigraphique à toutes les études les plus récentes (Pellenard., 2003 ; Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2008 ; Boulila et al., 2010a) et aux discussions qui en découlent. En effet, il apparaît que le caractère régressif du demi-cycle R8b est de plus en plus remis en cause.

4.5.1.1. Cycle stratigraphique transgressif-régressif T8b-R8b de 2nd ordre

Le cycle transgressif-régressif T8b-R8b est organisé en 8 séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, sensu Vail (Graciansky et al., 1999) : la séquence Ca4 *pro parte* ; Ca5, Ox0, Ox1, Ox2, Ox3, Ox4, Ox5 et Ox6 *pro parte* (Fig. 3.12). Ce cycle est chronologiquement limité à la base par la zone à Coronatum (Callovien moyen) et au sommet par la zone à Bimammatum (Oxfordien supérieur). Le pic de transgression de 2nd ordre, daté à l'Oxfordien basal (zone à Mariae), correspondrait à la transgression majeure des TN. De plus, dans le bassin profond, la formation des TN laisse place aux alternances marno-calcaires du faciès « argovien » dans la séquence Ox4 (Fig. 3.12), puis aux calcaires de l'Oxfordien supérieur.

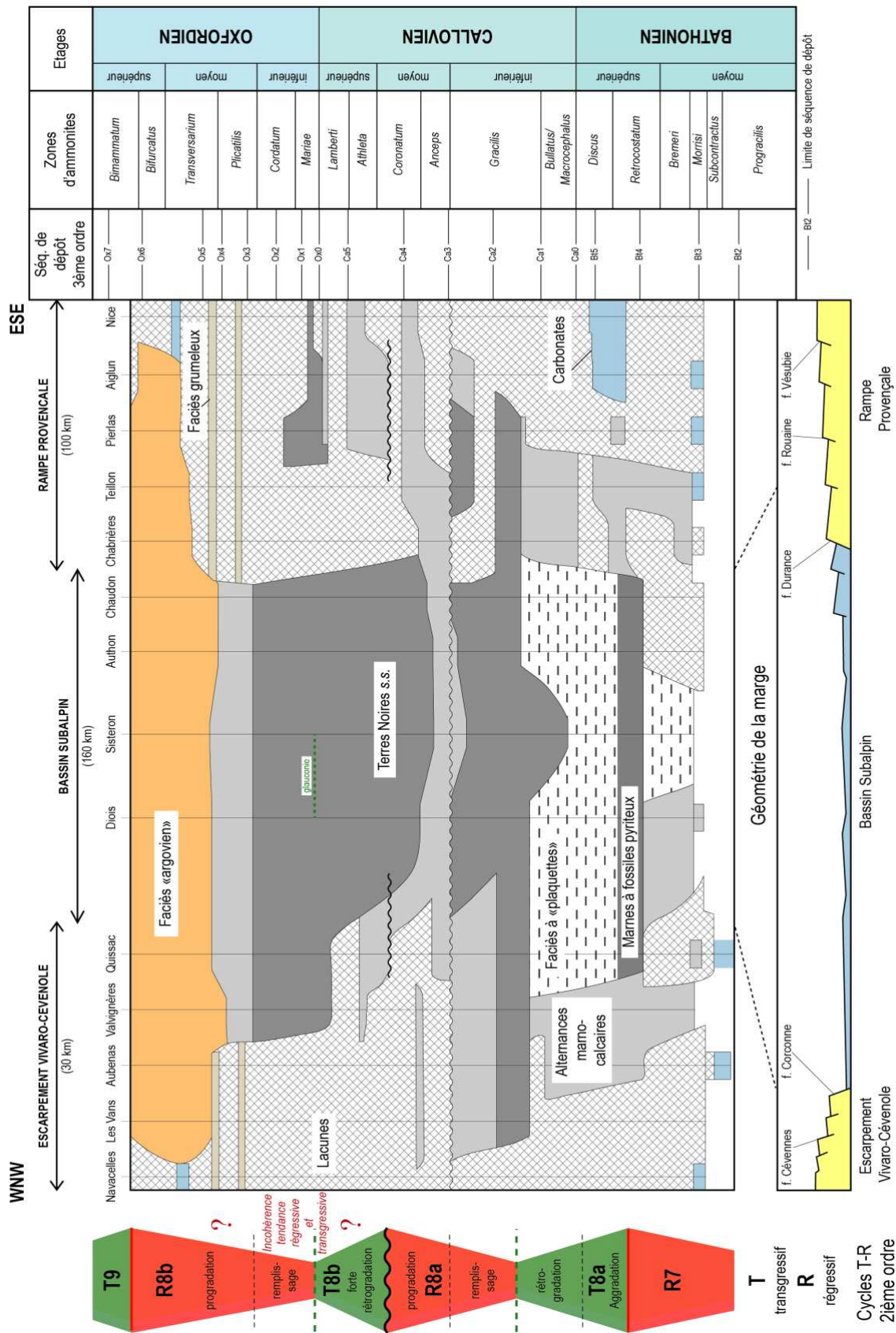


Figure 3.12 : Schéma représentant l'évolution chronostratigraphique de la formation des Terres Noires sur les bordures et dans le Bassin Subalpin (modifiée d'après Graciansky et al., 1999).

Demi-cycle stratigraphique transgressif T8b : Rétrogradation rapide des dépôts

Durant cet intervalle de temps (fin du Callovien-début de l'Oxfordien), les séries transgressives, riches en ammonites, vont avoir tendances à se généraliser dans le Bassin du Sud-Est et sur la marge nord de la Téthys. La généralisation de ces séries a pour origine une subsidence rapide, provoquée par une activité importante de failles synsédimentaires (Elmi, 1984 ; Dardeau et al., 1994 ; Graciansky et al., 1999).

La transgression qui correspond au demi-cycle T8b est trop rapide et de trop grande amplitude pour qu'une phase d'aggradation puisse se développer dans le Bassin du Sud-Est. Le début de la transgression est observé dès la séquence Ca4 (sommet de la zone à *Coronatum*) dans le bassin profond et sur ses bordures. Par la suite, sur toutes les plate-formes adjacentes au bassin, il est observé un accroissement des surfaces de condensation et de ravinement au fur et à mesure que l'on s'approche de la transgression majeure de l'Oxfordien basal (Ox0, zone à *Mariae*, sous zone à *Scarburgense*). L'importante rétrogradation des dépôts qui caractérise ce demi-cycle peut toutefois être découpée en deux étapes : 1) la première partie de la rétrogradation (longue séquence Ca4) ; et 2) la phase terminale de la rétrogradation des dépôts qui correspond au pic de transgression (Ca5 et Ox0 *pro parte*).

Durant la séquence stratigraphique Ca4 (Fig. 3.12), il est décrit localement (Graciansky et al., 1999) :

- Une absence de sédiments dans les domaines proximaux de la Bordure Vivaro-Cévenole. Néanmoins, dans le domaine externe de la plate-forme (coupe de Quissac), il est observé un cortège de dépôt de bas niveau marin (calcaires micritiques), suivi d'une surface de transgression représentée sous la forme de surfaces de perforation et d'encroutement, qui sont à la base du cortège de dépôt transgressif (calcaires grumeleux intercalés avec des marnes).
- Des séries condensées (entre 5 et 15 m) sur la Rampe Provençale qui affleurent sur les coupes de Aiglun et Pierlas. Ces séries sont interprétées comme étant des dépôts transgressifs (calcaires grumeleux) sous un cortège de haut niveau marin (calcaires argileux se terminant par des marnes). Les sédiments deviennent de plus en plus marneux en direction de la plate-forme externe, alors qu'au contraire, la zone interne (région de Nice) est le témoin d'une sédimentation dolomitique.
- Les « marnes stériles de Lazer » (Artru, 1972) du bassin profond, qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres par endroits. Cependant, les séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre sont difficilement discernables dans les parties les plus subsidentes du bassin. Les « marnes stériles de Lazer » sont interprétées comme étant des dépôts de bas niveau marin (Graciansky et al., 1999).

A la suite de cette forte rétrogradation des dépôts dans le bassin, une période correspondant au pic de transgression de 2nd ordre se met place (Ca5 et Ox0 *pro parte*).

Le bassin profond enregistre environ 200 m de sédiments typiques du faciès « Terres Noires s.s. ». A l'approche de la MFS, ces séries marneuses transgressives s'enrichissent progressivement en grumeaux

calcaires, glauconies, en petites huitres et ammonites pyriteuses (Graciansky et al., 1999). Dans cet intervalle épais, les marnes massives sont interprétées comme des dépôts de bas niveau marin et les marnes calcaires feuilletées comme des dépôts de haut niveau marin (Dardeau et al., 1994). Les sédiments transgressifs des séquences Ca5 et Ox0 *pro parte* ne sont pas enregistrés de façon homogène dans le bassin profond car il est observé localement des surfaces érosives qui indiquent des anciens haut-fonds (crêtes de blocs basculés ou de diapirs).

Sur les bordures du bassin, cet intervalle est souvent absent car cette transgression majeure est accompagnée d'un ravinement important. Par conséquent, les différentes plate-formes sont marquées par une forte condensation (Graciansky et al., 1999 et références citées). Toutefois, quelques centimètres de calcaires à ammonites sont enregistrés à la Voulte-sur-Rhône et aux environs d'Aubenas (Elmi, 1967). Ces localités correspondraient à d'anciens creux topographiques dans la Bordure Vivaro-Cévenole (Graciansky et al., 1999).

La transgression de second ordre de l'Oxfordien basal (zone à *Mariae*, sous zone à *Scarburgense*) serait le niveau stratigraphique qui aurait la plus grande étendue géographique sur le craton ouest européen (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998 ; Graciansky et al., 1999).

Demi-cycle stratigraphique régressif R8b : remplissage + progradation

Le demi-cycle régressif R8b débute juste au-dessus du pic de transgression de l'Oxfordien basal. Il est tout d'abord composé de dépôts principalement marneux (Ox0 *pro parte*, Ox1 et Ox2), suivis d'alternances marno-calcaires (faciès « argovien », Ox3 et Ox4), et se terminant par des bancs de carbonates (Ox5 et Ox6 *pro parte*). Dans le bassin profond, la limite inférieure de ce demi-cycle de second ordre peut être marquée par une surface érosive voire discordante (Fig. 3.12). Sur les bordures du bassin, il est fréquent que les différentes limites des séquences Ox1, Ox2 et Ox3 se télescopent (Graciansky et al., 1999).

La longue régression de l'Oxfordien peut être partagée tout d'abord en une phase de remplissage du bassin (Ox0 *pro parte*, Ox1 et Ox2), durant laquelle les sédiments vont remplir la topographie du bassin et de ses bordures. Bien que le niveau marin absolu soit plus faible que lors du pic de transgression de l'Oxfordien basal, l'espace disponible à la sédimentation, donc la subsidence, reste conséquent durant cette phase (Graciansky et al., 1999). La seconde phase (Ox3 à Ox6 *pro parte*) décrite dans ce demi-cycle régressif se rapporte à une progradation des dépôts qui va combler les aires de sédimentation restantes, allant même jusqu'à des émergences locales (Graciansky et al., 1999). Dans le cadre de ce travail sur les TN, nous détailleront les séries jusqu'à la séquence Ox4, qui marque la fin de la formation des TN et le début du faciès « argovien ».

La phase de remplissage du demi-cycle régressif R8b est principalement enregistrée sous la forme de

sédiments marneux dans le bassin profond et dans la partie externe de la Bordure Vivaro-Cévenole. Les séquences suivant la transgression majeure de l'Oxfordien inférieur (Ox1 et Ox2) affichent une géométrie qui corrobore bien la tendance régressive puisqu'elles sont géographiquement limitées au bassin profond et qu'elles ne débordent pas sur les bordures. Parmi les marnes déposées durant la phase de remplissage, il est différencié plusieurs cortèges sédimentaires (Graciansky et al., 1999). Les sédiments de bas niveau marin sont composés de marnes feuilletées, de marnes massives et révèlent des glissements synsédimentaires. Ces séries peuvent également localement afficher des discordances angulaires, argumentant bien le fait que ce soit des dépôts de bas niveau marin. Les cortèges de bas niveau marin peuvent représenter jusqu'à 4/5^{ième} de l'épaisseur des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre durant la phase de remplissage dans le bassin profond. Ainsi, ces cortèges peuvent localement être très épais, avec par exemple 400 m de sédiments de bas niveau marin dans la séquence Ox1 à Laragne (Dardeau et al., 1994). Les cortèges transgressifs sont eux constitués de marnes riches en ammonites. Ces cortèges se terminent par des surfaces d'inondation caractérisées par une sédimentation condensée ainsi qu'une faune abondante et diverse. Sur les bordures du bassin, les cortèges transgressifs peuvent être représentés par des calcaires grumeleux (Graciansky et al., 1999). Les dépôts de haut niveau marin sont caractérisés à l'affleurement à un retour de marnes peu épaisses et relativement pauvres en faune.

Le début de la phase de progradation des sédiments dans le bassin correspond aux séquences Ox3 et Ox4, qui marquent également le passage de la formation des TN au faciès « argovien » (Fig. 3.12). Sur les bordures vivaro-cévenoles et provençale, ces séquences stratigraphiques sont connues sous la forme de deux niveaux transgressifs condensés et séparés l'un de l'autre par une discordance. Ces niveaux condensés sont composés d'alternances entre des marnes et des calcaires grumeleux (Graciansky et al., 1999). Dans le bassin profond, les domaines les plus subsidents enregistrent : 1) des cortèges de bas niveau marin via des alternances de marnes noires et de calcaires micritiques, avec parfois la présence de « slumps » et de turbidites (région du Diois, Graciansky et al., 1999) ; et 2) des intervalles marneux épais dans des alternances marno-calcaires (région de Chorges et Laragne, Graciansky et al., 1999, références citées) qui composent les dépôts de haut niveau marin. Par la suite (séquence Ox5 et Ox6 *pro parte*), la progradation des séries sédimentaires dans le bassin va se poursuivre au travers d'une sédimentation carbonatée.

En conclusion, les travaux de Graciansky et al. (1999) permettent de s'appuyer sur un cadre séquentiel cohérent à haute fréquence (3^{ième} ordre, sensu Vail). Par conséquent, dans les séries datées du Callovien moyen jusqu'à l'Oxfordien moyen basal, il apparaît que les épaisses séries marneuses pauvres en faunes, ainsi que les niveaux à plaquettes calcaires, sont caractéristiques d'un cortège de bas niveau marin dans une séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre dans le bassin profond. Au contraire, les dépôts de bas niveau marin sont peu développés sur les bordures du bassin. Les marnes riches en faunes, à aspect grumeleux

et contenant parfois des nodules calcaires, se déposent durant des cortèges transgressifs dans le bassin profond. Ces cortèges sont également bien exprimés sur les plate-formes adjacentes. Les surfaces d'inondation maximum se manifestent dans le bassin profond par des ralentissements de la sédimentation, alors que sur les bordures des niveaux condensés avec une faune abondante sont décrits. Les cortèges de haut niveau marin sont représentés de façon trop éparpillés dans le bassin pour pouvoir remarquer une tendance globale.

Dans les séries plus anciennes du Callovien inférieur, les TN du bassin profond affleurent sous la forme d'alternances marno-calcaires. En conséquence, les cortèges de bas et de haut niveau marin se manifestent par des alternances hautes fréquences, le cortège transgressif est composé d'alternances marno-calcaires basses fréquences à aspect grumeleux, et les MFS présentent des niveaux riches en faune. Toutefois, il est important de garder à l'esprit que la plupart des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, sensu Vail, ainsi que les cortèges de dépôt qui les composent, ont été observés sur les bordures du bassin. En effet, la monotonie de la lithologie des TN du bassin profond complique énormément l'interprétation séquentielle des séries. De ce fait, la majorité des séquences de 3^{ième} ordre ont été corrélées dans le bassin via les biozones à ammonites (Graciansky et al., 1999 ; et références citées, Figs. 3.11, 3.12). Cela engendre donc des incertitudes non négligeables sur le calage séquentiel des séries à l'affleurement. De plus, ces interprétations sont cohérentes à haute fréquence (3^{ième} ordre), mais les observations de plus basse fréquence (cycle transgressif-régressif 2nd ordre) sont sujettes à débat.

4.5.2. Relation cortège argileux/séquences stratigraphiques (2nd et 3^{ième} ordre)

Dans ses travaux, Pellenard (2003) examine de façon succincte les possibles relations entre la composition minéralogique des argiles et le cadre séquentiel des TN (Graciansky et al., 1999).

Ainsi, la comparaison entre les cycles stratigraphiques de 2nd ordre et le message argileux permet de noter une influence de l'eustatisme sur la composition de la fraction argileuse sur les bordures du bassin (coupe de Quissac, Bordure Vivaro-Cévenole). Il est observé une augmentation nette des smectites, aux dépens de la kaolinite, de l'illite, et de la chlorite, lors de la régression R8a séparant les deux cycles T8a-R8a et T8b-R8b. La MFS de l'oxfordien inférieur est également marquée par un pic de smectite (Pellenard, 2003). Au contraire, aucun changement majeur n'est observé dans le bassin profond pour les TN.

Dans le cas des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, aucune variation du cortège argileux n'est remarquée en fonction des séquences. Il est toutefois envisagé qu'une augmentation des interstratifiés I/S soit liée à une transgression dans la zone à Cordatum (Pellenard, 2003). Le pas d'échantillonnage étant trop important sur la coupe de Quissac, il n'est pas possible de commenter ce type de relation. De

même, il n'est pas à exclure que l'absence de relation entre les séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre et les cortèges argileux soit également dû à un pas d'échantillonnage trop lâche sur les coupes du bassin profond (Pellenard, 2003).

En conclusion, il semble que les cycles stratigraphiques de 2nd ordre influencent l'enregistrement du cortège argileux sur les bordure du Bassin Subalpin. Au contraire, ces cycles n'ont pas d'influence sur la composition minéralogique des argiles du bassin profond. De plus, aucune variation n'est observée à plus haute fréquence (séquences stratigraphique de 3^{ième} ordre). Outre le possible biais des résultats à cause d'un échantillonnage éparse, Pellenard (2003) émet l'idée qu'il est possible que l'enregistrement sédimentaire des argiles dans le domaine distal d'un bassin soit peu sensible aux variations hautes fréquences eustatiques et climatiques ; ou bien que dans le cas spécifique des TN, les taux sédimentaires importants puissent masquer toutes variations du message sédimentaire d'origine.

4.5.3 L'Oxfordien inférieur : surface d'inondation ou régression majeure ?

Depuis les années 2000, une contradiction existe autour du niveau eustatique mondiale durant la fin du Callovien et le début de l'Oxfordien inférieur. D'un côté, on trouve les études (Dardeau et al., 1994 ; Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998 ; Graciansky et al., 1999) qui proposent le modèle « classique » (Fig. 3.12) présenté précédemment, à savoir une transgression majeure durant l'Oxfordien basal (zone à Marie, sous zone à Scarburgense). Cette transgression serait ensuite suivie d'un long demi-cycle régressif (R8b) jusqu'à l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum).

De l'autre côté, certaines études suggèrent le fait que l'Oxfordien inférieur soit en fait le témoin d'un bas niveau marin à l'échelle mondiale et que le demi-cycle stratigraphique de 2nd ordre suivant soit en fait transgressif (Haq et al., 1987 ; Jenkyns, 1996 ; Aurell et al, 2003 ; Dromart et al., 2003b ; Louis-Schmid et al, 2007 ; Ramajo et Aurell, 2008 ; Haq, 2017). Pour étayer cette hypothèse, ces travaux s'appuient sur les arguments suivants :

- 1) La crise de la production carbonatée mondiale à la fin du Callovien et au début de l'Oxfordien (Dromart et al., 1996 ; Dromart et al., 2003a ; Cecca et al., 2005) qui coïncident avec un refroidissement global (possible « icehouse ») et une importante activité volcanique.
- 2) Des évidences géochimiques et paléontologiques de réchauffement climatique global durant l'Oxfordien moyen (Riboulleau et al., 1998 ; Dromart et al., 2003b ; Cecca et al., 2005).
- 3) Des études de stratigraphie séquentielle dans plusieurs bassins de la Téthys (notamment Ramajo et Aurell, 2008, et références citées) dans lesquelles le niveau de l'Oxfordien basal (zone à Marie, sous zone à Scarburgense) est interprété comme une importante chute du niveau marin.

Dans le cas particulier des TN, Boulila et al. (2010a), qui reprend les travaux de Graciansky et al. (1999) et de Ramajo et Aurell (2008), se positionne en faveur de l'hypothèse du bas niveau marin durant l'Oxfordien inférieur (Fig. 3.13). En effet, il avance le fait que les forts taux d'accommodation (espace disponible pour la sédimentation) seraient principalement liés à de forts taux de subsidence, et non à un haut niveau marin mondial.

Il existe toutefois une hypothèse « alternative » puisque Dera et al. (2015) proposent que le refroidissement fini Callovien-début Oxfordien soit causé par une grande transgression marine mondiale, équivalente à la grande surface d'inondation située dans la zone à Marie, sous zone à Scarborough (Graciansky et al., 1999). En effet, sur la base de plusieurs travaux (Dera et al., 2015, et références citées dans l'article), il est proposé qu'un passage trans-laurussien aurait permis une connexion entre les eaux polaires de l'Arctique et le nord-ouest de la Téthys. Ainsi, durant la transgression majeure de l'Oxfordien inférieur, ce passage aurait eu pour conséquence une propagation des eaux de fond froides de l'Arctique vers la Téthys. Cela expliquerait également la présence des ammonites boréales dans la Téthys durant la fin du Callovien et le début de l'Oxfordien (Dromart et al., 2003b ; Cecca et al., 2005).

En plus des arguments cités préalablement, les résultats décrits par Graciansky et al. (1999) semblent indiquer que la période de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien supérieur est marquée par une transgression importante dans le Bassin du Sud-Est. La subsidence du bassin était à son paroxysme durant le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (Dardeau et al., 1994). Or, comme le montre bien le schéma tiré de Graciansky et al. (1999) (Fig. 3.12), il s'agit de la période où les dépôts sont le plus réduits au bassin profond. Ces séries sont certes très épaisses, mais on ne retrouve presque pas d'équivalent sur les bordures du bassin. Au contraire, les sédiments de l'Oxfordien moyen et supérieur sont de nouveaux observés sur les bordures du bassin, ce qui serait cohérent avec une tendance transgressive. L'argument de la sédimentation différentielle est avancé pour expliquer cette répartition des dépôts, mais l'analyse séquentielle faite par Graciansky et al. (1999) (et par d'autres auteurs depuis dans d'autres bassins, Ramajo et Aurell, 2008, par exemple) semble incohérente avec le demi-cycle régressif qu'ils proposent (voir Fig. 3.12, point d'interrogation rouge).

La nature des cortèges de dépôts décrits durant la fin du Callovien et l'Oxfordien inférieur dans le bassin profond (3^{ième} ordre, Graciansky et al., 1999) semble marquer une régression marine. En effet, les cortèges de dépôts correspondent en majorité à cortèges de bas niveau marin (voir précédemment). Dans le même ordre d'idée, les dépôts de l'intervalle Oxfordien inférieur à Oxfordien supérieur évoquent plus une tendance transgressive. Les cortèges de dépôts (3^{ième} ordre, Graciansky et al., 1999) observés dans le bassin profond correspondent principalement à des cortèges de haut niveau marin (notamment dans les séquences Ox4, Ox5 et Ox6, non décrites ici, voir Graciansky et al., 1999 pour plus de détails), ce qui n'est pas cohérent avec une période de régression marine. Cette tendance est également observée sur les plate-formes (cortège de haut niveau marin mieux enregistrés et/ou préservés).

Le débat reste encore ouvert concernant l'eustatisme durant le début de l'Oxfordien. Le but de ce travail n'est pas de nourrir ce débat, mais il est toutefois important de tenir compte de ces différentes hypothèses pour les interprétations proposées par la suite dans la formation des TN.

4.5.4. Cycles astronomiques enregistrés dans les Terres Noires

En plus des études « classiques » de stratigraphie séquentielle, les travaux de Boulila (2008) et Boulila et al. (2008 ; 2010a ; 2011) ont permis de définir un autre cadre séquentiel dans les TN. En effet, en mesurant sur des coupes continues la susceptibilité magnétique, puis en traitant ces données, les résultats permettent de déterminer différents cycles de Milankovitch. L'étude des cycles orbitaux par susceptibilité magnétique est logiquement plus facile dans des alternances marno-calcaires (Oxfordien moyen, supérieur, et Kimméridgien dans le cas du Bassin du Sud-Est) que dans des séries marneuses monotones. Toutefois, il est tout de même possible de déterminer les cycles d'excentricité d'une durée de 405 ka, car ce sont les plus stables à l'échelle des temps géologiques (Boulila, 2008). Ces résultats ont permis à Boulila (2008) et Boulila et al. (2008 ; 2010a) de discuter des durées absolues des différentes biozones à ammonites et des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre proposées par Graciansky et al. (1999). Ainsi, à partir des cycles de Milankovitch déterminés, la durée de l'Oxfordien serait de 4,05 Ma (proche de l'âge GTS2004 de 3,8 Ma \pm 0,4 Ma), et certaines biozones à ammonites, notamment la zone à Mariae, auraient des durées différentes de celles proposées auparavant.

A partir des mesures effectuées sur trois coupes du domaine profond des TN (Aspres-sur-Buëch, Oze et Tréscléoux, Fig. 3.3), une section composite a pu être réalisée (Fig. 3.13, Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010a). Dans le cas des TN, les plus fortes amplitudes de susceptibilité magnétique enregistrent les cycles d'excentricité de 100 ka, mais surtout de 405 ka. L'Oxfordien du Bassin Subalpin est composé de 10 séquences de 405 ka, notées C1 à C10 (Fig. 3.13, Boulila, 2008). L'interprétation de ces cycles a également permis de déterminer une possible lacune invisible à l'affleurement (Boulila et al., 2008). Cette lacune est située dans la zone à Plicatilis et correspondrait à une durée de 200 ka (2 cycles d'excentricité de 100 ka chacun). De plus, les cycles S1 (5 cycles de 405 ka, \sim 2 Ma) et S2 (4 cycles de 405 ka, \sim 1,6 Ma) sont déterminés par Boulila (2008). Le cycle S1 est probablement complet même s'il est possible qu'une surface de condensation soit présente. Au contraire, le cycle S2 présente la lacune sédimentaire précédemment citée (zone à Plicatilis, durée minimum de 200 ka). Les cycles S1 et S2 correspondent à des cycles d'excentricité long terme d'une durée \sim 2,4 Ma quand ils sont enregistrés de façon complète (Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010a ; 2011).

Il est également intéressant de confronter les cycles astronomiques (Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010a) aux séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre (Jacquin et al., 1998 dans Hardenbol et al., 1998 ; Graciansky et al., 1999). Dans l'intervalle qui comprend les zones à Cordatum, Plicatilis et Transversarium (Fig. 3.11), il y a autant de séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre (Ox1 à Ox5) que de cycles de 405 ka (C6 à C10, Fig. 3.13). Au contraire, 5 cycles de 405 ka (C1 à C5) sont interprétés

dans la séquence Ox0 de la zone à Plicatilis. Plusieurs hypothèses ont été proposées dans les travaux de Boulila (Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010a) pour expliquer ces différences entre les séquences stratigraphiques et les cycles astronomiques. Cependant, la dernière hypothèse (Boulila et al., 2011) semble la plus cohérente, puisqu'elle s'appuie sur plusieurs autres études dans le Jurassique et le Crétacé. Durant cette période de « Greenhouse », les cycles astronomiques basses fréquences les mieux enregistrés dans les séries sédimentaires seraient les cycles d'excentricité long terme (~2,4 Ma). En outre, la bonne connaissance des cycles astronomiques durant le Crétacé permet d'observer que ces cycles d'excentricité long terme (~2,4 Ma) correspondent aux séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre dans différents bassins (Boulila et al., 2011). Il est donc proposé que pendant les périodes de « Greenhouse », les cycles astronomiques d'excentricité long terme (~2,4 Ma) soient à l'origine des séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, sensu Vail. Or, dans les TN du Bassin du Sud-Est, si le cycle S1 correspond bien à la séquence Ox0, ce n'est pas le cas du cycle S2 qui englobe 4 séquences (Ox1 à Ox4). L'explication proposée par Boulila et al. (2011) est que la charte eustatique de la Téthys construite par Jacquin et al. (1998), dans Hardenbol et al. (1998), est composée de séquences stratigraphiques de plus hautes fréquences. Ainsi, les séquences stratigraphiques Ox1 à Ox4 correspondraient probablement à des séquences de 4^{ième} ordre alors que la séquence Ox0 correspondrait une séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre. Par conséquent, les cycles d'excentricité S1 et S2 sont l'expression des séquences eustatiques de 3^{ième} ordre dans les TN (Boulila et al., 2011).

Les relations entre les séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre sensu Vail et les cycles astronomiques restent encore à mieux définir, notamment en complétant les données de susceptibilité magnétique par des analyses sur les isotopes stables, les cortèges argileux ou la matière organique. Ces études multidisciplinaires pourraient peut-être permettre de déterminer, en plus des séquences eustatiques de 3^{ième} ordre, des cortèges de dépôts et des surfaces remarquables (MFS, surface de transgression, etc.). Une autre voie explorée par ces études (Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010b) est la possible différence de contrôle astronomique entre la lithologie et les conditions d'oxygénation du fond océanique. En effet, après une étude menée sur différents paramètres (susceptibilité magnétique, teneur en CaCO₃, Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) dans le Kimméridgien du Bassin du Sud-Est, il apparaît que la cyclicité dans les alternances marno-calcaires (apport détritique versus production carbonatée) serait guidée par l'index de précession, alors que les cycles d'oxydo-réduction seraient eux contrôlés par l'obliquité terrestre (Boulila, 2008 ; Boulila et al., 2010b). Ainsi, les facteurs de contrôle guidant l'enregistrement des dépôts sédimentaires pourraient être en parties découplés des facteurs contrôlant les conditions d'oxygénation dans les fonds marins d'un bassin.

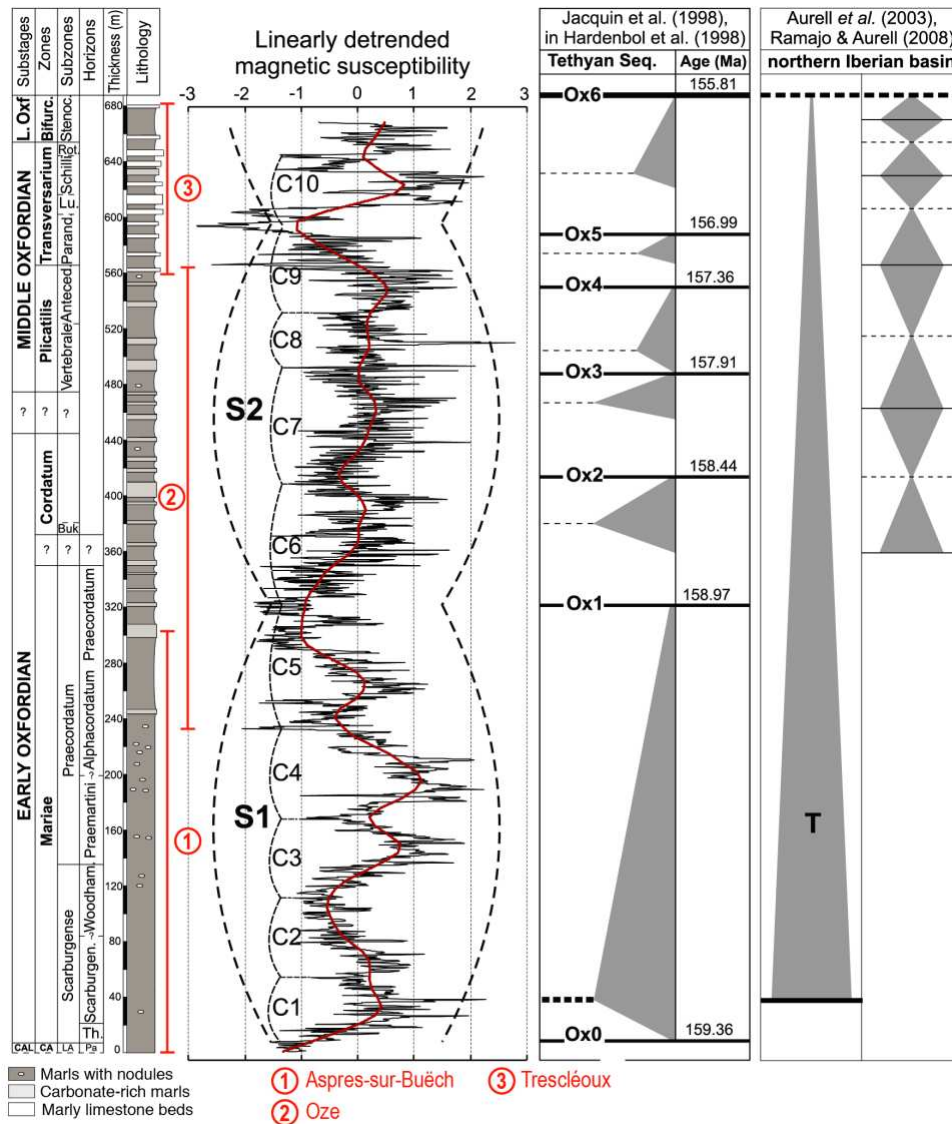


Figure 3.13 : Section composite de l'Oxfordien inférieur à supérieur avec les coupes utilisées, les cycles astronomiques de 405 ka (C1 à C10) et les interprétations séquentielles existantes (Boulila et al., 2010a).

5. Intérêts de la Formation des Terres Noires dans cette étude

En plus d'être facile d'accès à l'affleurement, la formation des TN a été retenue comme sujet d'étude dans le cadre de ce travail pour plusieurs raisons :

- 1) La formation est certes peu riche en matière organique (entre 0,1 et 0,8%, Tribouillard, 1988a ; 1988b, Pellenard, 2003) mais elle est très épaisse et affleure en de nombreux endroits. De plus, selon les études citées préalablement, la matière organique contenue dans les TN présenterait une typologie d'origine continentale (Artru, 1972 ; Tribouillard, 1988a ; 1988b, Pellenard, 2003).

- 2) Des conditions de dépôts faiblement oxygénés, donc favorables à l'enregistrement/préservation de matière organique (Tribovillard, 1988a ; 1988b ; Pellenard, 2003).
- 3) La bonne qualité des affleurements des TN, la géométrie du bassin, le découpage séquentiel et les zonations à ammonites (Graciansky et al., 1999 ; Boulila et al., 2008 ; Boulila et al., 2010a), permettent également de réaliser des corrélations entre le domaine de plate-forme (Bordure Vivaro-Cévenole et Rampe Provençale) et le bassin profond (Bassin Subalpin). Le calibrage astronomique établi par Boulila peut également permettre de calculer des taux de sédimentations et d'accumulations de carbone organique.
- 4) La répartition des dépôts (Fig. 3.2) permet de réaliser un transect proximal-distal afin d'étudier les possibles variations de la MO. Ce transect peut être réalisé en partant de la bordure Vivaro-Cévenole, de la Rampe Provençale ou bien de la Plate-forme Septentrionale.
- 5) Présence d'une proportion d'argiles suffisante (20% de la fraction terrigène, Pellenard, 2003) pour étudier les relations entre la fraction argileuse et la matière organique.
- 6) Des régions faiblement affectées par la diagenèse (ouest de Veynes, Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Ferry et Levert, 1988 ; Pellenard, 2003), ce qui est important pour une étude optimale des cortèges argileux et de la matière organique.
- 7) Un enregistrement sédimentaire très épais et continu (forts taux de sédimentation, Pellenard, 2003)

Dès le début de ce travail, il a été convenu que seul l'intervalle correspondant à l'Oxfordien des TN serait étudié. En effet, il correspond au faciès « Terres Noires s.s. » (Pellenard, 2003), et il est également le plus argileux et riche en matière organique (Artru, 1972).

6. Références

- Abbink, O., Targarona, J., Brinkhuis, H., Visscher, H., 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change* 30 (3-4), 231-256.
- Artru, P., 1972. Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) - Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Ph.D. thesis. University of Lyon, France. 173 pp.
- Aurell, M., Robles, S., Badenas, B., Quesada, S., Rosales, I., Melendez, G., Garsia-Ramos, J.C., 2003. Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of North-east Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
- Awongo, M.L., 1984. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Ph.D thesis. University of Aix-Marseille, France. 179 p.
- Barlier, J., 1974. Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. Ph.D. thesis. University of Paris-Orsay, 99 pp.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 1, 261-308.
- Bergerat, F., Martin, P., 1994. Apports de l'analyse des failles du forage Balazuc-1 à la reconstitution des paléo-états de contrainte sur la bordure vivaro-cévenole du bassin du Sud-Est de la France (Programme Géologie Profonde de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165 (4), 307-315.
- Bodeur, Y., 1994. Les calcaires lithographiques du Jurassique supérieur du Causse de Blandas-Montdardier (Languedoc, France) dans leur contexte paléostructural. *Géobios* 16, 219-225.
- Boulila, S., 2008. Cyclostratigraphie des séries sédimentaires du Jurassique supérieur (Sud-Est de la France, Nord de la Tunisie): contrôle astro-climatique, implications géochronologiques et séquentielles. Ph.D thesis. University of Paris VI, France. 313 pp.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L., Collin, P.-Y., gg, J.G., Fortwengler, D., Marchand, D., 2010a. Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research* 22, 717-732.
- Boulila, 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.
- Boulila, 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.
- Boulila, S., Rafélis, M.D., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galbrun, B., Collin, P.-Y., 2010b. 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.
- Bourseau, J.P., 1977. L'Oxfordien moyen à nodules des 'Terres Noires' de Beauvoisin (Drôme). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon* 15, 166 pp.
- Cariou, E., Enay, R., Atrops, F., Hantzpergue, P., Marchand, D., Rioult, M., 1997. Oxfordien. In: Groupe Français d'Études du Jurassique, Cariou, E., Hantzpergue, P. (coord.), 1997. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 17, 79-86.
- Cecca, F., Martin-Garin, B., Marchand, D., Lathuilière, B., Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222 (1-2), 10-32.
- Cogné, J.-P., Humler, E., 2004. Temporal variation of oceanic spreading rate and crustal production rates during the last 180 My. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 427-439.
- Courtilot, V., 1995. La vie en catastrophe. Fayard, 278 pp.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français: bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 (4), 526-546.
- Dardeau, G., 1983. Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France) : stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structurale à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. Ph.D. thesis. University of Nice Sophia Antipolis. 391 pp.
- Dardeau, G., Atrops, F., Fortwengler, D., Graciansky, P.-C.D., Marchand, D., 1988. Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 771-777
- Dardeau, G., Graciansky, P.-C.D., 1990. Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 14 (2), 443-464.
- Dardeau, G., Marchand, D., Fortwengler, D., 1994. Tectonique synsédimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres noires (Callovien supérieur - Oxfordien moyen ; bassin du Sud-Est, France). *C. R. Acad. Sci.* 319, 559-565.

- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire B.R.G.M., 614 pp.
- Dera, G., Prunier, J., Smith, P.L., Haggart, J.W., Popov, E., Guzhev, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D., Cuny, G., Pucéat, E., Charbonnier, G., Bayon, G., 2015. Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. *Gondwana Research* 27 (4), 1599-1615.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M.M., Durllet, C., 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic World. *Geology* 39 (3), 215-218.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 pp.
- Desmaison, Y.L., 1985. Halocinèse d'âge jurassique dans les Baronnies. La liaison avec la genèse du bassin. Ph.D. thesis. University of Paris VI, France. 167 pp.
- Desmaison, Y.L., Nicot, E., Guilhaumou, N., 1988. Le matériel triasique inséré dans les Terres Noires : arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-les-Baronnies. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 759-770.
- Dromard, G., 1986. Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique Central : genèse, paléoenvironnements et géodynamiques associées. Ph.D. thesis. University of Lyon, 162 pp.
- Dromart, G., 1989. Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 69, 23-43.
- Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J.P., Robin, C., 1996. Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167 (3), 423-433.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003a. Perturbation of the carbon cycle at the Middle-Late Jurassic transition : geological and geochemical evidence. *American Journal of Science* 303, 667-707.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003b. Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters* 213 (3), 205-220.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E (Eds) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 108-121.
- Elmi, S., 1984. Tectonique et sédimentation jurassique. In : Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire B.R.G.M., 614 pp.
- Enay, R., Bodeur, Y., Contini, D., Peybernes, B., 1984. Paléogéographie : chapitre Jurassique supérieur. In : Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire B.R.G.M., 614 pp.
- Enay, R., Cariou, E., Bellion, Y., Guiraud, R., Mangold, C., Thierry, J., 1993. Callovian palaeoenvironments. In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds) Atlas tethys palaeoenvironmental maps. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W.E. (Eds) Classification of carbonate Rocks – A Symposium. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 62-84.
- Gaillard, C., Bouriseau, J.-P., Boudeulle, M., Paillard, P., Rio, M., Roux, M., 1985. Les pseudobiohermes de Beauvoisin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien ? *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 (1), 66-78.
- Gignoux, M., 1960. Géologie stratigraphique. 5ème édition, Masson éd., 759 pp.
- Graciansky, P.-C.D., Dardeau, G., Bodeur, Y., Elmi, S., Fortwengler, D., Jacquin, T., Marchand, D., Thierry, J., 1999. Les Terres Noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur) : interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 22 (1), 35-69.
- Haq, B.U., 2017. Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. *The Geological Society of America Today* 28 (1).
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 325, 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C.D., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P.-C.D., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds) Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60, Charts 1-8.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durllet, C., Graciansky, P.-C.D., Hantzpergue, P. (1998). The North Sea cycle : an overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe , SEPM Special Publication 60, 445-446
- Jenkyns, H.C., 1996. Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the upper Jurassic (Oxfordian) of central and Southern Europe. *Terra Nova* 8, 75-85.
- Jenkyns, H.C., 1996. Relative sea-level change and carbon isotopes : data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and Southern Europe. *Terra Nova* 8 (1), 75-85.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science* 301, 112-149.

- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.F., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation : a new analysis. *Geological Society of America Special Paper* 218, 111-113.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C.D., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3 (3), 179-199.
- Lemoine, M., Graciansky, P.-C.D., 1988. Marge continentale téthysienne dans les Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 598-797.
- Levert, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, 1029-1038.
- Louis-Schmid, B., Rais, P., Bernasconi, S.M., Pellenard, P., Collin, P.-Y., Weissert, H., 2007. Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): A plate tectonic trigger? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248 (3-4), 459-472.
- Mangold, D., Rioult, M., 1997. Bathonien. In: *Groupe Français d'Études du Jurassique*, Cariou, E., Hantzpergue, P. (coord.), 1997. *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 17, 57-62.
- Marchand, D., Fortwengler, D., Dardeau, G., Graciansky, P.-C.D., Jacquin, T., 1990. Les peuplements d'ammonites du Bathonien supérieur à l'Oxfordien moyen dans les Baronnies (bassin du Sud-Est, France) : comparaisons avec la plate-forme Nord-Européenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 14, 465-479.
- Masclé, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Delpech, P.Y., Dubois, P., Gidon, M., Graciansky, P.-C.D., Kerckhove, C., Lemoine, M., 1988. Salt tectonics, Tethyan rifting and alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 747-758.
- Norris, M.S., Hallam, A., 1995. Facies variations across the Middle–Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 116, 189-245.
- Pairis, J.-L., 1965. La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes-Alpes) – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble* 40, 97-132.
- Pellenard, P., 2003. Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France. Ph.D. thesis. University of Lille, France. Publication Société Géologique du Nord 31, 362 pp.
- Pellenard, P., Deconinck, J.-F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. *C. A. Acad. Sci* 338 (12-13), 854-866.
- Picard, S., Garcia, J.P., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Cappetta, H., Emig, C.C., 1998. $\delta^{18}\text{O}$ values of coexisting brachiopods and fish: Temperature differences and estimates of paleo-waters depths. *Geology* 26, 975-978.
- 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.
- Rais, P., Louis-Schmid, B., Bernasconi, S.M., Weisser, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 (3-4), 527-546.
- Ramajo, J., Aurell, M., 2008. Long-term Callovian-Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. *Basin Research* 20 (2), 163-184.
- Riboulleau, A., Baudin, F., Daux, V., Hantzpergue, P., Renard, M., Zakharov, V., 1998. Evolution de la paleotemperature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *C. R. Acad. Scie., Ser II* 326 (4), 239-246.
- Rolin, Y., 1987. Gisements fossilifères liés à des sources sous-marines dans le bassin des Terres Noires : Le site Oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Chaînes subalpines méridionales). Comparaison avec les sites océaniques actuels. Ph.D. thesis. University of Lyon, France. 127 pp.
- Roux, M., Bourseau, J.-P., Bas, T., Dumont, T., Graciansky, P.-C.D., Lemoine, M., Rudkiewicz, J.L., 1988. Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 (4), 633-641.
- Savostin, L.A., Sibuet, J., Zoenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics* 123, 1-35.
- 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.
- Thierry, J., Cariou, E., Elmi, S., Mangold, C., Marchand, D., Rioult, M., 1997. Callovien. In: *Groupe Français d'Études du Jurassique*, Cariou, E., Hantzpergue, P. (coord.), 1997. *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 17, 63-78.
- Tremolada, F., Erba, E., Bralower, T.J., 2006. Late Barremian to Early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin), *Cretaceous Research* 87, 887-897.

Tribovillard, N., 1988a. Contrôles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Ph.D thesis. University of Lyon, France. 110 pp.

Tribovillard, N., 1988b. Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires du bassin dauphinois (France SE): mise en évidence de cycles climatiques. Bull. Soc. Géol. Fr., VIII, 5 (11), 178-188.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustacy and sedimentology – an overview. In : Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds) 1991. Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag, Berlin, 617-659.

Ziegler, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States.

Chapitre 4 - Formation des Marnes Bleues : synthèse bibliographique

1. Introduction

La formation des Marnes Bleues (MB) (Flandrin, 1963) est principalement observée dans la région délimitée par les villes de Die, Nyons, Sisteron et Veynes (Figs. 4.1, 4.2). La formation des MB correspond à l'intervalle Aptien à Albien du Bassin du Sud-Est de la France (Bréhéret, 1997). La limite inférieure des MB s'observe nettement car il s'agit du passage des calcaires barrémo-bédouliens aux marnes aptiennes (Friès, 1987). Alors que le bassin dans lequel se sont déposées les Terres Noires est communément appelé Bassin Subalpin, les MB se sont déposées dans le Bassin Vocontien (ou fosse vocontienne), plus restreint (Fig. 4.1). Le Bassin Vocontien est entouré au sud de la Plate-forme Provençale, à l'ouest en Ardèche de la Plate-forme du Vivarais, et au nord, dans la Chartreuse et le Vercors, de la Plate-forme du Dauphiné (Figs. 4.1, 4.2).

L'épaisseur des MB varie de 650 à 800 m selon les estimations (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997), tandis que les séries aptiennes sont épaisses d'environ 300 m (Friès et Parize, 2003). Les MB sont composées majoritairement de marnes grises sombres, avec parfois des niveaux organiques et des bancs de carbonates (Bréhéret, 1997). La formation contient également de nombreux glissements gravitaires (slumps) ainsi que des turbidites, bancs de grès massifs, et des injectites sableuses liées à ces derniers (Friès, 1987 ; Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). La répartition verticale des événements gravitaires est liée directement aux variations relatives du niveau marin dans le bassin, bien décrites via les travaux de stratigraphie séquentielle (Rubino, 1989 ; Friès and Parize, 2003).

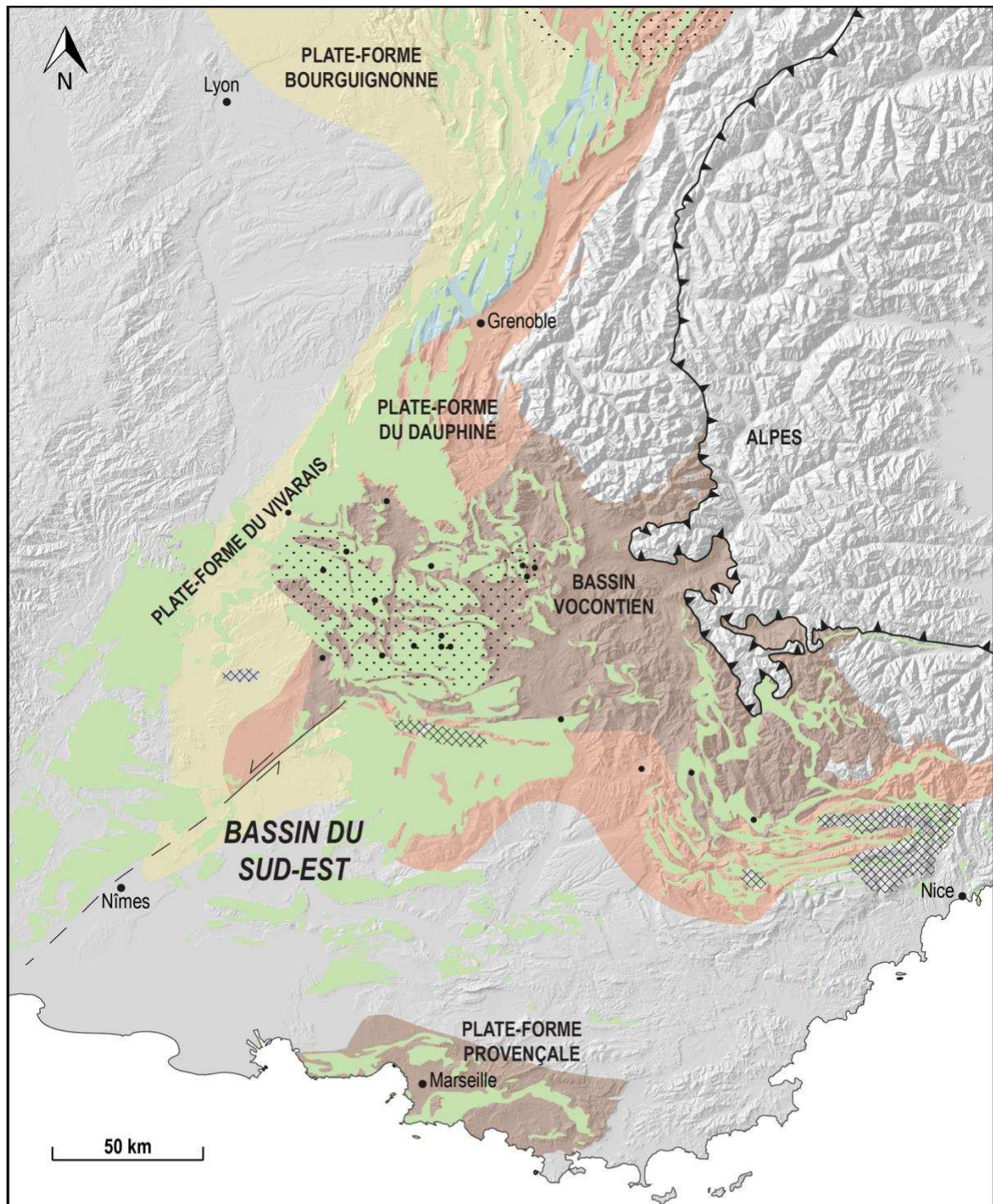
Le Bassin Vocontien correspondait à l'ancienne pente de la marge nord téthysienne et affichait une paléo-bathymétrie de maximum 1000 m. Donc, la formation des MB s'est déposée dans un contexte moins profond que celle des Terres Noires, mais il s'agissait tout de même d'un domaine distal de bassin épicontinental.

Le Bassin Vocontien a fait l'objet de nombreuses études, dont certaines se concentrent entièrement ou partiellement sur l'intervalle entre l'Aptien et le début Albien :

- Friès (1987) a réalisé une étude biostratigraphique de l'intervalle apto-cénomaniens. Il a également défini des unités lithologiques dans les MB et proposé une évolution structurale du bassin à partir de nombreuses observations de terrain.
- L'article de Rubino (1989) dans Ferry et Rubino (1989) a introduit un premier découpage séquentiel sensu Vail, ainsi qu'une synthèse sur la géométrie des dépôts dans le domaine vocontien, notamment pour les corps sableux.
- Les travaux de Bréhéret (1997) se basent sur énormément de coupes de terrain, à la fois dans le domaine profond et sur les bordures du bassin. Cette thèse est une étude très détaillée des

différentes unités lithologiques des MB, avec un focus particulier sur les niveaux organiques (géochimie inorganique, Rock Eval, biostratigraphie).

- La thèse de Dauphin (2002) consiste en une étude litho-, bio-, et cyclostratigraphique de l'Aptien des MB. Ce travail de synthèse a permis de proposer un log composite complet pour cet intervalle de temps.
- La publication Friès et Parize (2003) est le dernier travail de synthèse publié sur les MB. Il s'agit d'une présentation synthétique de l'Aptien des MB, accompagné d'une étude complète des dépôts gravitaires et de leurs significations structurales dans le bassin.
- Les publications de Tribovillard et Gorin (1991); Bréhéret (1994) ; Friedrich et al. (2003) ; Herrle et al. (2003, 2010) ; Heimhofer et al. (2006) apportent des informations clés sur les différents niveaux organiques qui composent les MB.



BASSIN VOCONTIEN

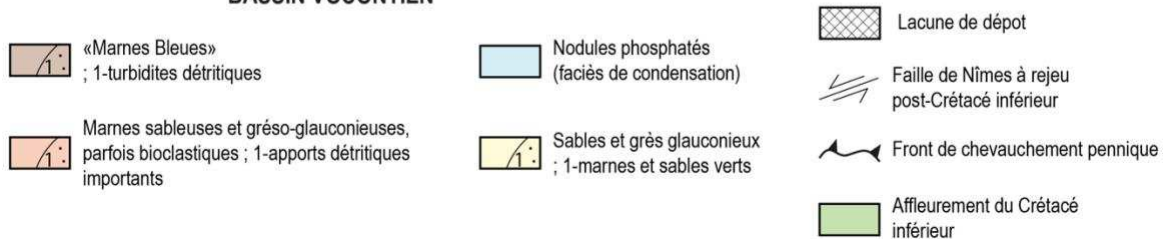
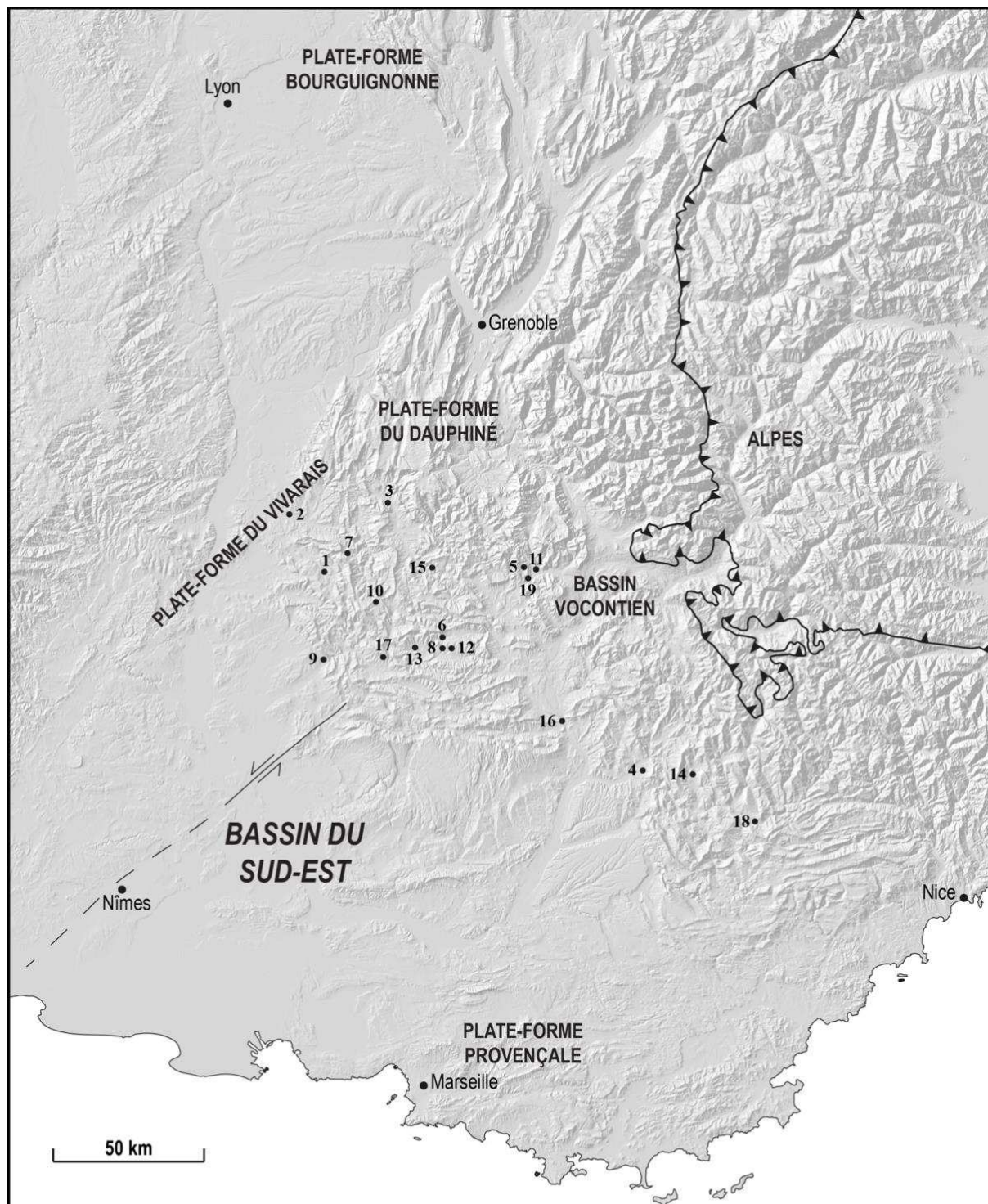


Figure 4.1 : Répartition des faciès de l'Aptien dans le Bassin du Sud-Est (d'après Debrand-Passard et al., 1984). Les points représentent les différentes localités citées dans le chapitre (voir Fig. 4.2 pour les noms). Fond de la carte : MNT issu du SRTM 90



- | | | |
|-------------------|----------------------------|--------------------|
| 1 : Bourdeaux | 8 : Notre-Dame | 15: Serre-Chaitieu |
| 2 : Crest | 9 : Nyons | 16: Sisteron |
| 3 : Die | 10 : Pré-Guitard | 17: Tarendol |
| 4 : Gaubert | 11 : Ravin des Pennes | 18: Vergons |
| 5 : Glaise | 12 : Saint-André-de-Rosans | 19: Veynes |
| 6 : L'Arboudeysse | 13 : Saint-Jaume | |
| 7 : La Chaudière | 14 : Sauzeries | |

Figure 4.2 : Localités citées dans le chapitre. Fond de la carte : MNT issu du SRTM 90.

Le chapitre qui suit est principalement rédigé à partir des informations obtenues dans les travaux précédemment cités. Les informations présentées correspondent principalement à l'intervalle Aptien à début Albien des MB, car il s'agit de l'intervalle où sont situés la majorité des niveaux organiques. Tout d'abord, il est présenté le contexte structural et climatique contemporain au dépôt des MB. Ensuite, les dépôts de l'Aptien des MB sont présentés, ainsi que leurs contenus minéralogiques et organiques. Les dépôts gravitaires et le découpage stratigraphique sont par la suite abordés. Finalement, les raisons pour lesquelles les MB ont été retenues pour ce travail sont présentées.

2. Contexte structural du Bassin Vocontien durant l'Aptien

Entre l'Oxfordien supérieur et le début du Crétacé inférieur, le Bassin du Sud-Est, qui était la marge nord-téthysienne (Fig. 4.3), a subi peu de modifications structurales (Friès, 1987). En effet, comme pour le dépôt de la formation des Terres Noires, la géométrie du bassin était essentiellement contrôlée par un système de failles extensives et de blocs basculés hérités du rifting téthysien (Graciansky et Lemoine, 1988). Toutefois, durant le milieu du Crétacé, en conséquence de la rotation anti-horaire de la plaque Ibérique (Ziegler, 1990 ; Dercourt et al., 1993, Stampfli et al., 1998), cette partie de la marge passive nord-téthysienne est devenue une marge transformante (Hibsch et al., 1992 ; Boillot et Coulon, 1998). La contraction progressive du Bassin Subalpin va donner ce qui est communément appelé « fosse vocontienne » ou « Bassin Vocontien » (Fig. 4.1, Baudrimont et Dubois, 1977 ; Debrand-Passard et al., 1984). Le domaine du Bassin Vocontien correspondait en réalité à l'ancienne pente de la marge nord-téthysienne, qui se prolongeait ensuite vers le domaine profond de la Téthys (Fig. 4.3, Friès et Parize, 2003). Les anciennes bordures de ce bassin (Fig. 4.4) sont préservées au sud en Provence (Plate-forme Provençale), à l'ouest en Ardèche (Plate-forme du Vivarais) et au nord dans la Chartreuse et le Vercors (Plate-forme du Dauphiné).

Alors que le bassin avait une orientation NE-SW au Jurassique, il prend une forme losangique durant le Crétacé. Ceci est dû au fait que le domaine vocontien était structuré selon 3 grandes familles d'accidents structuraux (Joseph et al., 1989) :

- 1) Les « accidents cévenols » d'orientation NE-SW à NNE-SSW. Ces accidents, hérités du rifting téthysien durant le Jurassique, sont prédominants au nord du bassin vocontien. Ces accidents sont constitués de failles normales, qui ont également rejouées en décrochements dextre ou senestre lors du Crétacé supérieur et du Cénozoïque.
- 2) Les « accidents provençaux » d'orientation E-W à NW-SE. Il s'agit également de failles normales qui délimitent des blocs basculés dans le sud du Bassin Vocontien. La faille la plus importante de ce système est la faille Ventoux-Lure, puisqu'elle marque l'extrémité sud du bassin (grand chevauchement sous Sisteron, Fig. 4.2). Ces accidents s'inscrivent dans le

prolongement de la structure nord-pyrénéenne observé dans le sud de la Provence, via un mouvement décrochant senestre, provoquant ainsi des contraintes transtensives dans le sud du domaine vocontien (Joseph et al., 1989). Ces failles ont été reprises en failles inverses lors l'orogénèse alpine.

- 3) Les « accidents méridiens » d'orientation N-S. Ces accidents sont moins importants dans la structuration du Bassin Vocontien. Il s'agit de failles normales délimitant des blocs basculés, en relation probable avec des mouvements halocinétiques proches.

Comme on peut le constater à travers les accidents structuraux du domaine vocontien durant l'apto-albien, le bassin est marqué par une tectonique extensive à transtensive (Friès, 1987 ; Beaudoin et al., 1986 ; Graciansky et Lemoine, 1988 ; Joseph et al., 1989). Les failles du Bassin Vocontien, qui délimitent les blocs basculés hérités du rifting (Fig. 4.4), montrent très clairement des dépôts syn-sédimentaires. Le diapirisme a pu favoriser localement ce jeu syn-sédimentaire à certaines limites de blocs basculés ainsi qu'à des croisements d'accidents structuraux (Friès, 1987 ; Joseph et al., 1989). La fin de cette tectonique extensive à transtensive est marquée par une surface d'érosion régionale, à la fin de l'Albien et/ou au début du Cénomanién (Graciansky et Lemoine, 1988).

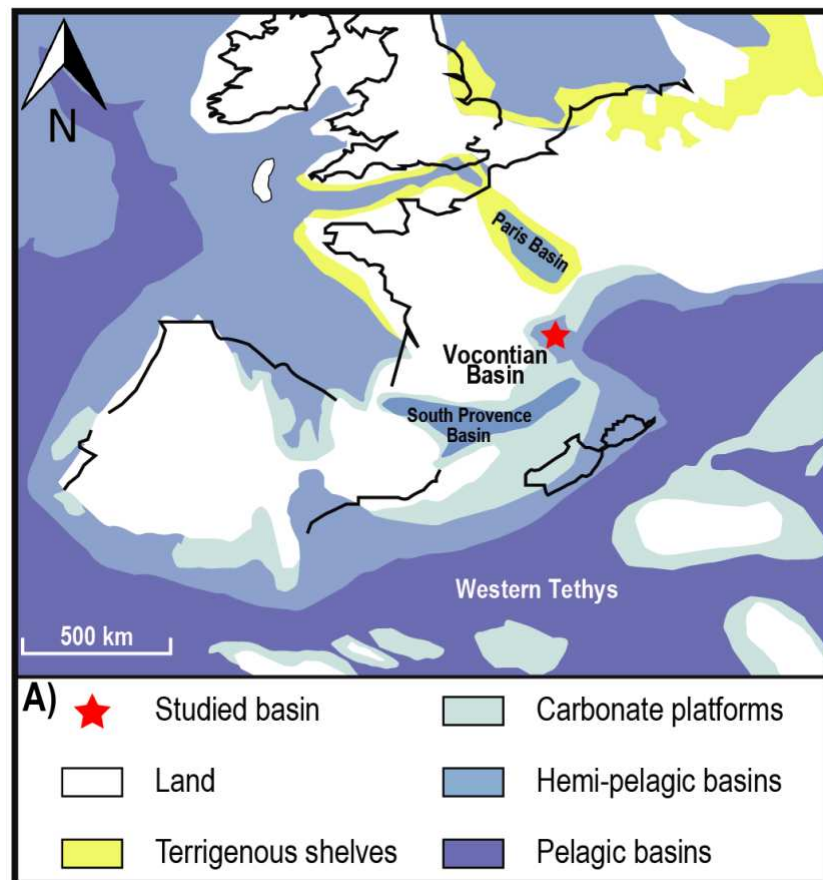


Figure 4.3 : Paléogéographie de la Téthys de l'ouest durant l'Aptien (reconstitution dans Stein et al., 2012 ; modifiée de Masse et al., 2000).

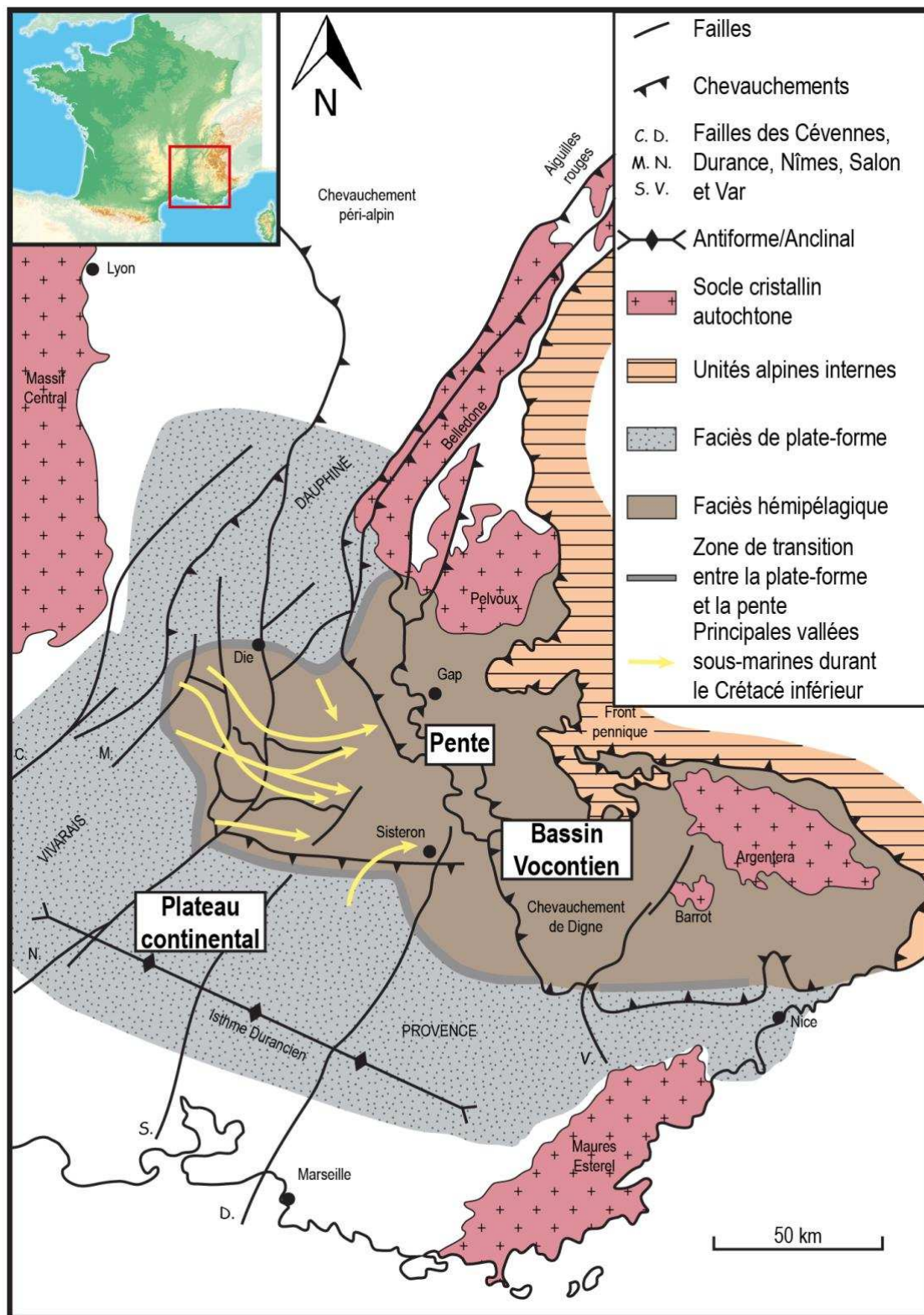


Figure 4.4 : Contexte géologique du Bassin Vocontien à l’Aptien (modifié d’après Friès et Parize, 2003).

La morphologie des différents blocs basculés va contrôler la sédimentation dans le domaine vocontien durant tout le Crétacé inférieur. En effet, la reconstruction (à partir de mesures des sens de courants, des glissements, des lacunes érosives et de la répartition des faciès resédimentés) des canyons sous-marins de cette période indique que ces derniers sont chenalisés dans les parties les plus basses des blocs basculés (Joseph et al., 1989 ; Friès et Parize, 2003). Ces vallées se développent donc le long des axes des hemi-grabens de l'époque (Joseph et al., 1989 ; Graciansky et Lemoine, 1988). Différentes études (Friès, 1987 ; Joseph et al., 1989 ; Friès et Parize, 2003) ont permis de déterminer plusieurs paléo-canyons, d'une largeur de 5 à 10 km et d'une longueur d'au moins 60 à 80 km (Fig. 4.4). Le contrôle structural sur les conduits sous-marins entre le Tithonien et l'Albien a également une importance primordiale : que ce soit en période de sédimentation carbonatée (Tithonien-Berriasien ; Barrémien-début Aptien), argilo-carbonatée (Valanginien-Hauterivien) ou argilo-gréseuse (Aptien-Albien), les apports détritiques alimentant le bassin profond provenaient d'une ou plusieurs sources continues dans le temps (Joseph et al., 1989). De plus, en relation avec les grès massifs remplissant une majeure partie de ces chenaux sous-marins, des dykes et sills gréseux (syn et post-dépôt) sont décrits un peu partout dans le bassin (Beaudoin et al., 1986 ; Friès et Parize, 2003 ; Parize et al., 2007).

La cause de la tectonique extensive observée dans le Bassin Vocontien durant le Crétacé inférieur pourrait être le rifting nord-atlantique, connu pour avoir affecté d'autres bassins du craton ouest européen (Graciansky et Lemoine, 1988). Toutefois, les déformations transtensives pourraient plutôt indiquer une influence de l'ouverture du Golfe de Gascogne, qui aurait provoqué des mouvements décrochants dans les Pyrénées (Souquet, 1978 ; Ricou et Frizon de Lamotte, 1986 ; Joseph et al., 1989 ; Hibsich et al., 1992). Cette tectonique régionale serait la conséquence du mouvement senestre du bloc ibérique par rapport au bloc eurasién (Friès, 1987 ; Ricou et Frizon de Lamotte, 1986 ; Chorowicz et Mekarnia, 1992), qui a affecté tout le craton ouest européen (« phase autrichienne » ; Ziegler, 1990).

La Plate-forme Provençale (Fig. 4.4) est marquée par une surrection à la fin de l'Aptien : le bombement durancien (Gignoux, 1925). Ce bombement d'orientation E-W est à l'origine de la formation de l'Isthme Durancien, ainsi que de la présence de bauxite dans le Var (Chorowicz et Mekarnia, 1992). Originellement, ce bombement a été attribué à une compression N-S qui serait la conséquence de la collision entre les plaques africaine et eurasiénne (Masse et al., 1976 ; Rubino, 1989 ; Hibsich et al., 1992). Toutefois, il existe en Provence des évidences d'extension d'orientation NW-SE durant l'Aptien supérieur et l'Albien, qui remettent en cause cette hypothèse (Chorowicz et Mekarnia, 1992). En effet, le rifting du Golfe de Gascogne, qui se serait prolongé via un paléo-fossé pyrénéo-provençal il y a environ 100 Ma, aurait provoqué une surrection thermique en Provence, et donc la formation de l'Isthme Durancien (Chorowicz et Mekarnia, 1992). Récemment, il a été proposé que le début de la surrection de l'Isthme Durancien soit plus ancienne (Barrémien), à partir de l'étude de karts dans la région du Languedoc (Husson, 2013).

L'enregistrement sédimentaire dans le bassin est marqué par une discontinuité importante au Cénomaniens qui correspond aux premiers signes de compression (Friès, 1987). Un régime transpressif se met en place (Hibsch et al., 1992), qui va conduire à la formation des plis sénoniens d'orientation E-W. Par la suite, le Bassin du Sud-Est de la France va progressivement se fermer en même temps que se forment les Pyrénées (Eocène) et les Alpes (Miocène) (Baudrimont et Dubois, 1977). Le passage d'un régime transtensif à transpressif puis compressif est la conséquence de la rotation anti-horaire de l'Ibérie et du changement de mouvement relatif de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne. Plus récemment, il est proposé que le Bassin Vocontien commence à se refermer dès la « phase autrichienne » à la limite Aptien-Albien (Ferry, 2017), notamment à cause la surrection de la plate-forme ouest du bassin (Vivarais et Dauphiné, Ferry, 1999) et de l'Isthme Durancien.

3. Paléoclimat et paléocéanographie dans le Bassin Vocontien durant l'Aptien et le début de l'Albien

Le Crétacé correspondait à une période climatique chaude et humide dans les zones péri-téthysiennes, et l'intervalle comprenant l'Aptien et le début de l'Albien ne fait pas figure d'exception. Le Bassin Vocontien était situé à environ 30°N de paléo-latitude (Dercourt et al., 1993), et il a été marqué par plusieurs variations climatiques extrêmes (Fig. 4.5). La fin du Barrémien et le début de l'Aptien s'inscrivent dans une période très aride sur les zones émergées de la Téthys de l'ouest (Föllmi, 2012). Au début de l'Aptien, une augmentation brutale de l'activité volcanique dans le Pacifique (plateau de Ontong-Java, Arthur et al., 1985 ; Weissert et Erba, 2004 ; Tejada et al., 2009) va entraîner des conditions climatiques très chaudes et humides. Ce changement climatique va provoquer le début d'un événement anoxique mondial : l'OAE 1a (« oceanic anoxic event », Arthur et al., 1990 ; Bralower et al., 1993 ; Coccioni et al., 1987 ; Föllmi, 2012). Durant cette période (également appelée événement Selli, Föllmi, 2012), les domaines profonds de la Téthys étaient dysoxiques à anoxiques. L'OAE 1a correspondait également à une période de transgression marine (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998 ; Van Buchem et al., 2010). Dans le Bassin Vocontien, le Faisceau Goguel s'est déposé durant cette période climatique extrême (Bréhéret, 1997).

La suite de l'Aptien inférieur puis le début de l'Aptien supérieur voient les conditions climatiques revenir à un climat moins chaud et humide. Même si le sujet est débattu (voir Föllmi, 2012), il est possible que ce refroidissement ait entraîné des périodes de glacio-eustatisme à la fin de l'Aptien inférieur et durant la seconde moitié de l'Aptien supérieur (Fig. 4.5, Bodin et al., 2015). Quoi qu'il en soit, l'Aptien supérieur fût marqué par un niveau marin en constante baisse (Fig. 4.5, Haq et al., 1987 ; Haq, 2014 ; Hardenbol, 1998 ; Van Buchem et al., 2010). De plus, la première moitié de l'Aptien supérieur fut caractérisée par un océan téthysien bien ventilée, à l'exception possible du Faisceau Fallot (Föllmi, 2012).

La partie terminale de l’Aptien supérieur et le début de l’Albien sont marqués par : 1) le retour d’un volcanisme significatif avec les plateaux basaltiques de Rajmahal et de Nauru (Föllmi, 2012 ; Bodin, 2015 ; et références citées) ; un réchauffement climatique progressif (Föllmi, 2012 ; Bottini et Erba, 2018) ; et, 3) une hausse constante du niveau marin (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998 ; Van Buchem et al., 2010). Durant ce long réchauffement climatique, l’intervalle fin Aptien-début Albien fut également marqué par des courtes périodes plus humides et chaudes (noté « hyperthermal » sur la Fig. 4.5). Ces courtes périodes de conditions climatiques extrêmes ont correspondu à la mise en place de niveaux organiques dans la Téthys et dans le Bassin Vocontien (Niveaux Jacob, Kilian et Paquier), et donc à des conditions de faible oxygénation voire d’anoxie dans la Téthys de l’ouest (Föllmi, 2012). Ces périodes correspondent à l’OAE 1b (Leckie et al., 2002; Trabucho Alexandre et al., 2010; Hu et al., 2014; Bodin et al., 2015; Sabatino et al., 2015; 2018), dont l’événement le plus significatif dans la Téthys est l’événement Urbino (Niveau Paquier dans le Bassin Vocontien). Durant l’événement Urbino, les conditions climatiques étaient sensiblement équivalentes à celles décrites durant l’OAE 1a (Fig. 4.5), avec en plus des apports d’eaux douces très importants qui ont favorisé une stratification thermohaline (Erbacher et al., 2001 ; Herrle et al., 2003). Comme pour l’événement Selli, l’événement Urbino serait la conséquence d’une augmentation de l’activité volcanique au niveau mondial (plateaux de Nauru et de Kerguelen, Föllmi, 2012 ; Bodin et al., 2015).

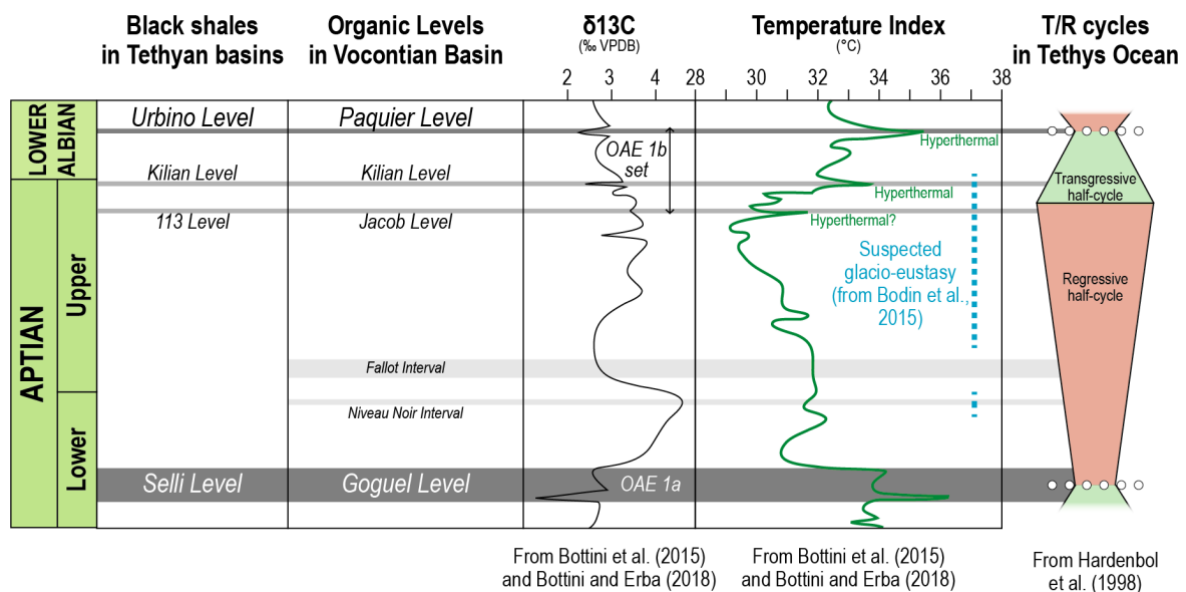


Figure 4.5 : événements climatiques et eustatiques de l’Aptien au début de l’Albien comparés aux dépôts de niveaux organiques (formation des Marnes Bleues, Bassin Vocontien) et de black shales (bassin téthysiens).

4. Formation des Marnes Bleues

La formation des MB (Flandrin, 1963) a été l'objet de nombreuses études sédimentologiques et structurales. Les MB correspondent à l'intervalle compris entre l'Aptien inférieur (appelé Bédoulien dans le Bassin Vocontien, zone à Deshayesi, Friès, 1987 ; 1997) et l'Albien terminal (appelé Vraconien localement, zone à Dispar, Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997). Dans ce chapitre, les principales études descriptives sur les MB utilisées sont : Friès (1987), Rubino (1989), Bréhéret (1997), Dauphin (2002), et Friès et Parize (2003). L'Aptien des MB est plus particulièrement abordé, car il s'agit de l'intervalle qui contient le plus d'objets intéressants pour répondre aux problématiques de la thèse. Cependant, il est parfois abordé l'Albien inférieur (Niveau Paquier), car il a également été échantillonné.

Contrairement aux problématiques abordées avec l'étude de la formation des Terres Noires, il ne sera pas question d'examiner les dépôts le long d'un gradient proximal-distal (plate-forme externe à bassin profond). De ce fait, les sédiments déposés sur les bordures du bassin, et donc contemporains à la formation des Marnes Bleues, ne seront pas décrits avec précision. Les séries aptiennes des plate-formes bordants le bassin vocontien présentent de nombreuses lacunes sédimentaires, qui sont la conséquence d'interactions complexes entre les variations eustatiques et différentes surrections tectoniques sur les bordures (Rubino, 1989). Ces séries sont composées de calcaires bioclastiques, avec quelques intervalles marneux (Rubino, 1989 ; Quesne, 1998), et des carbonates récifaux (Arnaud-Vanneau et al., 1979 ; 1991),

4.1. Domaine de bassin

4.1.1. Généralités

Dans le contexte de nos travaux, le domaine de « bassin » désigne en réalité l'ancienne pente de la marge vocontienne, ainsi que le domaine situé en pied de pente. L'épaisseur de la formation des MB du bassin vocontien varie d'environ 650 m (Friès, 1987) à environ 800 m (Bréhéret, 1997). Les séries aptiennes ont une épaisseur d'environ 300 m (Friès et Parize, 2003). Aucune coupe type n'existant pour les MB, il est difficile d'avoir une idée précise de l'épaisseur de cette série.

Pour la première fois depuis le dépôt de la formation des Terres Noires (Jurassique moyen-supérieur), le bassin enregistre une sédimentation terrigène détritique et pélagique de la plate-forme jusqu'au domaine profond. Dans le domaine profond, la sédimentation carbonatée de la fin du Jurassique et du début du Crétacé laisse place à une sédimentation plus argileuse (Friès, 1987 ; Rubino, 1989 ; Bréhéret, 1997). Ce changement majeur dans l'enregistrement sédimentaire aurait pour origine une crise mondiale dans la production des carbonates (Cotillon et al., 2000). La formation des MB, d'apparence homogène, se révèle en réalité assez hétérogène quand on consulte la littérature (Friès, 1987 ; Rubino, 1989 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002 ; Friès et Parize, 2003). En effet, certains repères lithologiques sont continus et synchrones à l'échelle du bassin (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). La

formation des Marnes Bleues est principalement composée de marnes grises sombres, avec de nombreuses occurrences de niveaux très sombres (niveaux organiques) et de bancs de calcaires. Ces marnes aptiennes sont également témoins de nombreux phénomènes de remaniements sédimentaires (« slump » marneux et gréseux, grès massifs, et bancs turbiditiques) (Friès, 1987 ; Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Les marnes hémipélagiques et pélagiques de la formation des MB sont composées en proportions variées de particules détritiques et terrigènes (argiles et quartz silteux), de particules biogènes (nanno- et microplancton), et d'une petite fraction de MO (d'origine continentale et/ou marine) (Bréhéret, 1997). Le découpage biostratographique de la formation est établi à partir d'ammonites et de foraminifères (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). De plus, les marnes révèlent un rubanement clair/sombres qui reflèterait des variations de teneurs en carbonate et en MO. Ces alternances seraient la conséquence de cycles climatiques contrôlés par les cycles astronomiques de Milankovitch (Tribovillard, 1989 ; Bréhéret, 1997).

4.1.2. Log synthétique de la série aptienne des Marnes Bleues :

De nombreux travaux proposent des coupes ou logs synthétiques de la formation des MB (Friès, 1987 ; Rubino, 1989 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002 ; Friès et Parize, 2003). Dans un souci de clarté, le log synthétique réalisé par Dauphin (2002) a été repris pour présenter la formation. En effet, ses travaux, complétés par de nombreuses données de terrain, synthétisent les observations réalisées par Friès (1987) par Bréhéret (1997). La description du log synthétique (Fig. 4.6) est donc principalement tirée de ses travaux de synthèse et de ses observations de terrain. Il n'existe pas de coupe complète de l'Aptien dans la formation des MB, à cause des nombreuses lacunes sédimentaires, événements gravitaires, déformations tectoniques (syn- ou post-dépôt) (Dauphin, 2002). Un log synthétique peut toutefois être réalisé car de nombreux horizons sont synchrones dans le bassin. Il est cependant important de préciser que les données d'épaisseurs sont assez variables entre les auteurs et/ou les coupes, et parfois également peu précises (probablement à cause du fort pendage des couches à l'affleurement). Les différents noms sur le log synthétique proviennent : 1) des travaux de Friès (1987) pour les dépôts gravitaires (repris ensuite dans les travaux de Friès et Parize., 2003) ; 2) des travaux de Friès (1987) et de Bréhéret (1997) pour les faisceaux de carbonates et les niveaux organiques ; et, 3) des travaux de Dauphin (2002) pour les niveaux de bentonite.

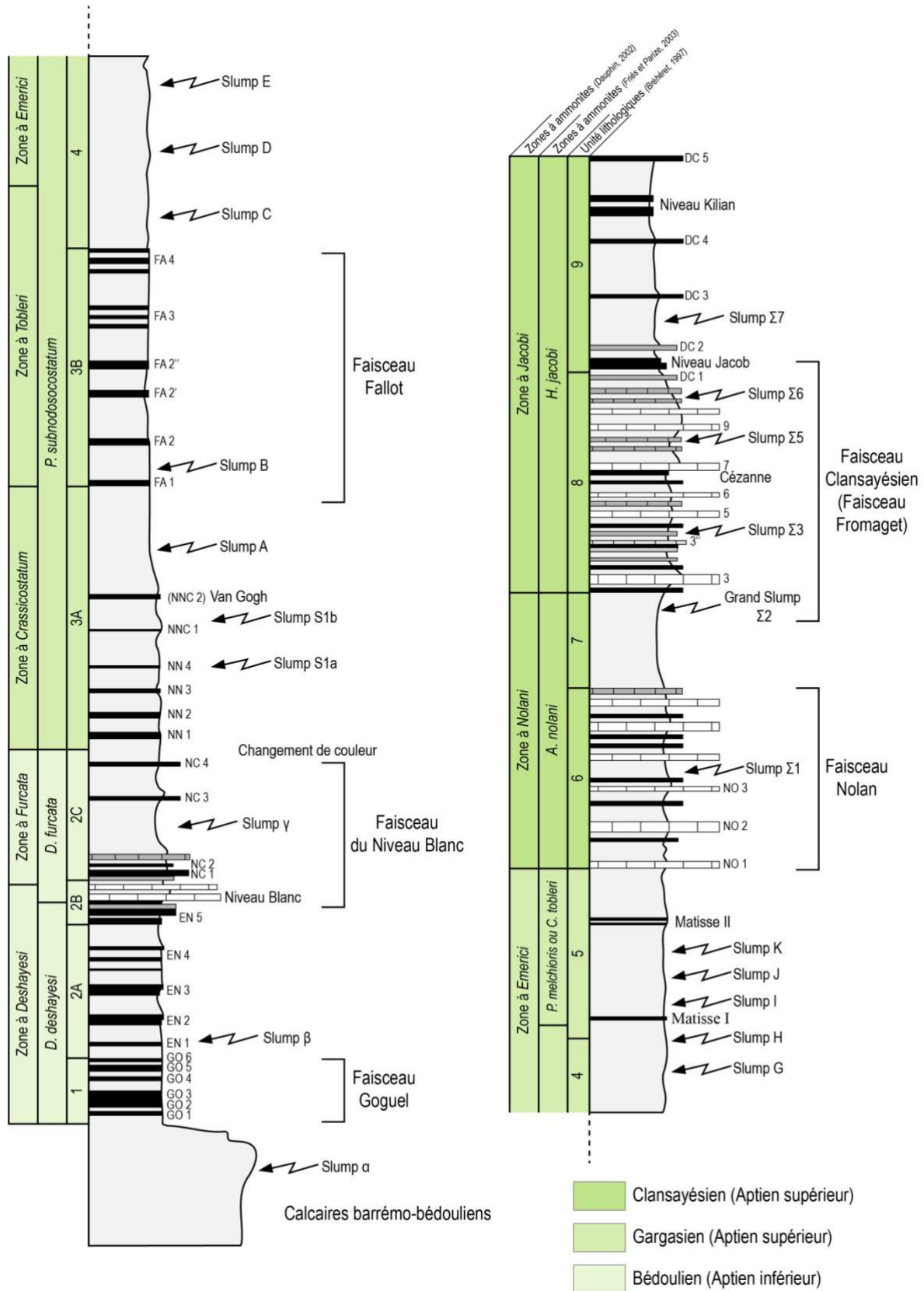


Figure 4.6 : Log synthétique de l'Aptien de la formation des Marnes Bleues (épaisseur totale ~ 300 m, modifié de Dauphin (2002), avec l'ajout de données provenant de Friès (1987) ; Bréhéret (1997) et Friès et Parize (2003) (voir le texte pour plus de détails).

Les carbonates du Bédoulien inférieur

Les marnes aptiennes apparaissent de façon nette dans le bassin, au-dessus des calcaires barrémobédouliens (Fig. 4.6) (Friès, 1987). Il s'agit de bancs décimétriques de carbonates alternants avec des marnes sombres centimétriques à décimétriques parfois laminées (Dauphin, 2002). Ces carbonates sont souvent affectés par des « slumps » (Ferry et Flandrin, 1979 ; Friès, 1987).

Les marnes bédouliennes

La base de la formation des MB est difficilement observable car elle est très fréquemment reprise par un « slump ». Ce « slump » marneux (Fig. 4.6) peut atteindre 10 m d'épaisseur, et il contient des blocs de carbonates bédouliens sous-jacents (Friès, 1987). Il n'y a aucun repère dans cet intervalle marneux (Dauphin, 2002). Il est également noté quelques bancs de turbidites fines.

A la suite de cet intervalle marneux vient le Faisceau Goguel (Fig. 4.6, Bréhéret, 1997). Il correspond à plusieurs niveaux de marnes sombres, décrit comme étant des « schistes cartons » par Bréhéret (1997). Ces derniers correspondent aux « black shales » S1 décrit par Friès (1987). Le Faisceau Goguel est découpé en 6 niveaux (GO1 à GO6), qui correspondent à des argilites et marnes sombres laminées, riches en MO, pluri-centimétriques à métrique, et interlitées avec des marnes plus claires. Ces horizons contiennent peu de macrofossiles et de foraminifères (Bréhéret, 1997). Le Faisceau Goguel est décrit en détail par Bréhéret (1997) sur des coupes du bassin profond préservées des influences gravitaires. Les différents niveaux du Faisceau Goguel sont synchrones dans le bassin et sur la pente (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002), où ils sont fréquemment resédimentés dans le « slump β » (Friès, 1987) et/ou dans des turbidites millimétriques à pluri-centimétriques (turbidites P1, Friès et Parize, 2003). L'occurrence de ces turbidites ne serait pas liée au dépôt de ce faisceau, car ces marnes très sombres correspondent à un événement mondial : l'OAE 1a (Bréhéret, 1997).

Un intervalle marneux clair, à discret délit calcaire et bioturbé, apparaît au-dessus du Faisceau Goguel (Bréhéret, 1997). Des horizons sombres pluri-centimétriques (EN1 à EN5, Ensemble Noir, Bréhéret, 1997) sont présents dans cet intervalle, mais difficilement corrélables dans le bassin (Dauphin, 2002).

Le Faisceau du Niveau Blanc

Ce faisceau, continu dans le Bassin Vocontien, correspond au doublet du Niveau Blanc s.s. (Friès, 1987), et aux bancs calcaréo-marneux situés au-dessus (Dauphin, 2002)

A la suite de l'intervalle marneux fini-bédoulien vient un intervalle plus carbonaté, caractérisé par deux bancs de carbonates pluri-décimétriques, clairs, bioturbés, et séparés l'un de l'autre de quelques centimètres de marnes grises (Bréhéret, 1997). Il s'agit du doublet du Niveau Blanc s.s. (Fig. 4.6, Friès, 1987), qui est le repère lithologique le plus constant dans le domaine vocontien (Friès, 1987 ; Dauphin,

2002). Il est souvent observé un niveau de « slump » (« slump γ ») juste au-dessus de ce doublet calcaire (Friès, 1987 ; Friès et Parize, 2003).

Au-dessus de ce doublet calcaire, sur les coupes du domaine pélagique préservées de dépôts gravitaires, trois ou quatre bancs légèrement plus calcaires, d'épaisseur métrique, peuvent être présents dans un intervalle marneux clair et rubané épais d'une dizaine de mètres (Dauphin, 2002). Ces bancs, également synchrones dans le bassin (Friès, 1987), correspondent aux bancs NC1 à NC4 (Niveau Clair) (Bréhéret, 1997).

Les marnes gargasiennes

Au-dessus du niveau NC4, un changement de couleur dans les marnes intervient. Ce changement de couleur correspond à un passage net de marnes grises foncées, bleutées, sur des marnes grises très claires (Dauphin, 2002). Ce changement de couleur est marqué par la présence d'un doublet de marnes plus sombre que l'encaissant : le niveau NN1 (Niveau Noir) (Bréhéret, 1997). Le niveau NN1 marque le début d'un intervalle marneux homogène, légèrement rubané, bioturbé, contenant des nodules phosphatés et barytiques (Bréhéret, 1997). De plus, cet intervalle contient également d'autres doublets de marnes sombres (NN2 à NN4, Fig. 4.6), qui sont difficilement corrélables dans le bassin (Dauphin, 2002). La fin de cet intervalle est marquée par deux autres doublets marneux légèrement plus indurés : le NNC1 et le NNC2 (Niveau Noir Calcaire) (Bréhéret, 1997). Le NNC2 correspond au « niveau à touffes » décrit par Friès (1987). Il s'agit en fait d'un horizon de bentonite, baptisé niveau Van Gogh par Dauphin (2002).

Environ 10 mètres au-dessus du niveau Van Gogh (Fig. 4.6), plusieurs horizons plus sombres, intercalés avec des marnes sur une épaisseur totale de 20 mètres, font leur apparition. Il s'agit des niveaux organiques S'1 de Friès (1987), et du Faisceau Fallot de Bréhéret (1997). Ces niveaux organiques sont continus dans le Bassin Vocontien (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997). Sur la coupe de Serre-Chaitieu, 4 horizons noirs (FA1 à FA4, avec FA3 et FA4 comme triplets), avec deux horizons fins entre FA2 et FA3 (FA2' et FA2''), ont été décrits par Bréhéret (1997). L'intervalle du Faisceau Fallot contient également quelques nodules phosphatés et pyriteux (Bréhéret, 1997)

Un intervalle marneux épais et rubané est présent entre le Faisceau Fallot et les premiers bancs carbonatés du Clansayésien (Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Il y a cependant très peu de repères lithologiques dans cet intervalle (Dauphin, 2002). Dans les axes des paléo-canyons, cet intervalle est souvent érodé par les « slumps » E à K (Friès, 1987 ; Friès et Parize, 2003). Une importante discontinuité est marquée sur l'ancienne pente de la marge à travers le dépôt des turbidites T1b (Fig. 4.6, Friès, 1987 ; Friès et Parize, 2003). De même, dans les séries pélagiques, cet intervalle marneux présente souvent des lacunes (Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Les horizons décrits par Bréhéret (1997) ne semblent pas

synchrones à l'échelle du Bassin Vocontien (Dauphin, 2002). Néanmoins, deux horizons de bentonite ont été observés (Fig. 4.6) : l'horizon Matisse I et l'horizon Matisse II (Dauphin, 2002).

Les faisceaux marno-calcaires du Clansayésien

Dauphin (2002) a divisé cet intervalle en deux faisceaux carbonatés (Fig. 4.6) :

- 1) Le premier faisceau correspond au Faisceau Nolan de Bréhéret (1997) et aux premiers bancs du Faisceau Clansayésien (banc 0) de Friès (1987). Ce faisceau est composé de plusieurs bancs calcaires (NO1 à NO3, Nolan, Bréhéret, 1997), et il est très souvent affecté par deux « slumps » ($\Sigma 1$ et $\Sigma 2$ Friès, 1987 ; Friès et Parize, 2003). Le « slump » $\Sigma 2$ érode très souvent le « slump » $\Sigma 1$ et une partie du Faisceau Nolan (Friès, 1987). Le « slump » $\Sigma 2$ peut atteindre 20 m d'épaisseur sur certaines coupes (Dauphin, 2002).
- 2) Le deuxième faisceau calcaire est l'équivalent du Faisceau Fromaget, proposé par Bréhéret (1997), et du Faisceau Clansayésien s.s., de Friès (1987). Il s'agit de bancs calcaires à marno-calcaires, intercalés dans des marnes, sur une épaisseur d'environ 20 m, qui sont continus dans l'ensemble du bassin (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). En effet, de nombreux banc pluri-décimétriques sont corrélables dans le domaine vocontien (bancs 3, 3'', 5, 6, 7, 8 et 9 de Friès, 1987 correspondants aux bancs FR2, FR3, FR4, FR5, FR6, FR7 de Bréhéret, 1997, dans Dauphin, 2002). Cependant, bien que ces bancs soient très continus, une importante variabilité dans le faisceau est constatée par Dauphin (2002), via des intercalations marneuses plus ou moins épaisses. Cet intervalle est également le témoin de nombreux « slumps » (Friès, 1987). Un niveau de bentonite, le niveau Cézanne (Fig. 4.6), a été décrit par Dauphin (2002).

L'intervalle marneux de l'Aptien terminal – les niveaux Jacob et Kilian

Cet intervalle marneux rubané, contenant de nombreux nodules barytiques et d'une épaisseur maximum de 50 m, est marqué par de fréquentes lacunes sédimentaires (Bréhéret, 1997). Il apparaît aussi que les marnes peuvent être rognées par des niveaux turbiditiques et/ou des sills gréseux (Friès, 1987 ; Dauphin, 2002).

Cependant, un fin niveau de calcaire (DC1, Délit Calcaire, Bréhéret, 1997) est présent juste au-dessus du dernier banc carbonaté du Faisceau Clansayésien (Fig. 4.6). L'horizon DC1 est suivi d'un nouveau niveau organique : le niveau S''1 (Friès, 1987), également appelé Niveau Jacob (Bréhéret, 1997). Le Niveau Jacob consiste en un à deux horizons marneux noirs d'épaisseur métrique (Bréhéret, 1997). Au-dessus de ce niveau organique suit un intervalle marneux de plusieurs dizaines de mètres, avec l'occurrence d'autres horizons plus carbonatés (Fig. 4.6, DC2 à DC4, Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Un nouvel horizon d'argilites noires, fissiles, se manifeste au sommet de cette vire marneuse : le Niveau Kilian (Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Ce niveau organique est surmonté par un dernier niveau enrichi en carbonate (DC5), lui-même sous-jacent à un horizon noir : le HN1 (Horizon Noir, pas représenté sur

la Fig. 4.6, Bréhéret, 1997). Cet horizon est considéré comme la base de l'Albien dans la formation des MB (Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002).

Le HN1 marque le début de l'unité 10 (Bréhéret, 1997) qui contient jusqu'à 30 horizons noirs (HN) dans une série estimée à environ 120 m. Ces horizons sont espacés en moyenne de 3 m et deux d'entre eux correspondent à des marqueurs dans le Bassin Vocontien : le Niveau Paquier (HN9) et le Niveau Léenhardt (HN17). Le Niveau Paquier correspond à un niveau organique laminé, fissile, et riche en ammonites (Bréhéret, 1997). Ce niveau montre une extension très importante et une épaisseur homogène dans le Bassin Vocontien.

4.1.3. Paléo-bathymétrie dans le bassin Vocontien durant l'Aptien

La paléo-bathymétrie dans le Bassin du Sud-Est de la France était plus faible lors du dépôt de la formation des MB que lors du dépôt de la formation des Terres Noires. Sur les plate-formes à dominante carbonatée, la tranche d'eau était estimée à environ 100 m d'épaisseur pour l'Aptien (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991). Sur la pente continentale du Bassin Vocontien, des estimations ont été réalisées à partir de la géométrie des dépôts gravitaires. Les sédiments gravitaires auraient parcouru au maximum 80 km le long d'une pente moyenne de 0,5% à 1%, dans une tranche d'eau située entre 400 m et 800 m de profondeur (Beaudoin et Friès, 1984). Ces calculs ont également permis de proposer une paléo-bathymétrie située entre 500 m et 1000 m de profondeur pour le domaine distal (Beaudoin et Friès, 1984). Ces valeurs de tranche d'eau dans le bassin profond sont confirmées par : 1) Arnaud-Vanneau et Arnaud (1991) qui proposent une paléo-bathymétrie entre 500 m et 1500 m ; et, 2) des données sur les foraminifères planctoniques et benthoniques, qui indiquent une tranche d'eau entre 500 m et 1000 m de profondeur, mais ne dépassant pas 2000 m (Guérin, 1981).

La paléo-bathymétrie maximale du domaine vocontien fût atteinte durant l'Aptien. Dès l'Albien, la tranche d'eau diminue à cause de la surrection de la marge sud du bassin (Isthme Durancien, Hibsich et al., 1992).

4.2. Contenu minéralogique des marnes aptiennes de la formation des Marnes Bleues

Les principales études sur la composition minéralogique des MB ont été réalisées dans les années 80 et 90 (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985, Bréhéret, 1997). Les travaux portant sur la fraction carbonatée et quartzeuse de ces marnes sont rares et principalement concentrés sur des niveaux particuliers (Bréhéret, 1997). Il sera question uniquement de la composition des marnes, et non des grès provenant des dépôts gravitaires, puisque ces derniers ne représentent que 10 % de la formation des MB (Friès et Parize, 2003).

La composition moyenne des marnes des MB est assez variable selon les auteurs. En effet, selon Friès et Parize (2003), elles seraient composées d'environ 50 % de carbonates, 30 % d'argiles et de 15 % de quartz et d'une petite partie de pyrite et feldspaths. Cependant, les travaux de Bréhéret (1997) proposent une composition moyenne suivante (Fig. 4.7): entre 25 et 35 % de calcaires, 5 % à 15 % de quartz (12 à 35 % de la fraction insoluble) et aux alentours de 50 % d'argiles. Ces teneurs en carbonates semblent être confirmées par d'autres travaux sur l'Aptien de la coupe de Serre-Chaitieu (32 % de carbonates, Ghirardi et al., 2014), ou sur le Gargasien de plusieurs coupes du domaine vocontien (~30 %). Dans cette section, il est présenté les principales informations et travaux sur la teneur en carbonates et en quartz dans les MB, ainsi qu'une description synthétique de la composition minéralogique des argiles et des différents facteurs de contrôle de la sédimentation argileuse dans le Bassin Vocontien.

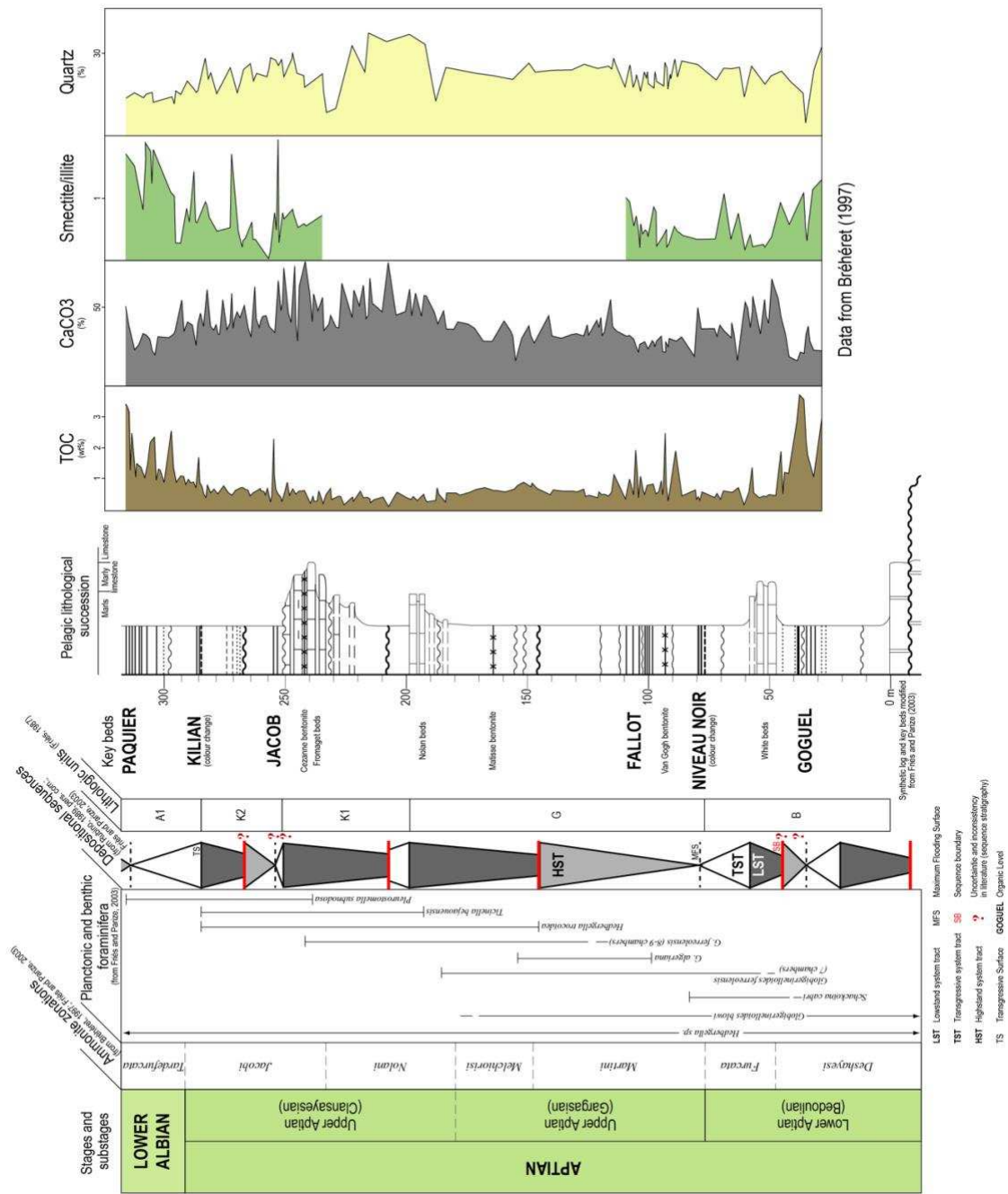


Figure 4.7 : Log synthétique de la formation des Marnes Bleues avec le découpage séquentiel et des données sur la composition des sédiments (log d'après Friès et Parize, 2003 ; données d'après Bréhéret, 1997)

4.2.1. Teneur en carbonate des marnes de la formation des Marnes Bleues

Le faciès marneux le plus « représentatif » de la formation contient en moyenne entre 25 % et 35 % de carbonates (Fig. 4.7, Bréhéret, 1997). Dans le détail, certains niveaux de l'Aptien sont beaucoup riches. C'est notamment le cas des niveaux de calcaires délités (le Niveau Blanc, le Faisceau Clansayésien), qui contiennent de 60 à 70 % de carbonates. Le faisceau Fromaget est composé de plus de 80 % de carbonates, avec toutefois une contribution de ciment diagenétique non négligeable (Bréhéret, 1997). L'intervalle le plus pauvre en carbonate est le Faisceau Goguel et ses marnes encaissantes (Bréhéret, 1997)

Les carbonates contenus dans les marnes sont très majoritairement de la calcite, peu magnésienne, provenant principalement de tests planctoniques (coccolithes, nannoconidés, calcisphères et foraminifères planctoniques), et parfois d'organismes benthiques (foraminifères, bivalves, ostracodes) (Bréhéret, 1997). Si les sédiments sont enrichis en calcaire lors de leur dépôt, il y a tout de même une proportion de calcite diagenétique découlant de précipitation précoce, ou de pression-dissolution durant l'enfouissement (Bréhéret, 1997). Rarement, de l'aragonite est décrite dans certains fragments de squelettes de mollusques bivalves ou d'ammonites (Bréhéret, 1997).

4.2.2. Teneur en quartz des marnes de la formation des Marnes Bleues

Les niveaux présentant une fraction quartzreuse plus importante sont le Faisceau Nolan (Fig. 4.7), qui a une origine détritique terrigène avérée (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002), et l'intervalle comprenant le Faisceau Fromaget et ses marnes sous-jacentes (phénomène de dissolution de l'opale des radiolaires, Bréhéret, 1997).

Le Faisceau Goguel affiche une teneur de quartz faible (12 % de la fraction insoluble, Bréhéret, 1997). Cela est d'autant plus étonnant que ses horizons sont souvent interlités avec des turbidites gréseuses (Friès, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Friès et Parize, 2003). Ces horizons noirs se seraient donc déposés au cours de périodes calmes, durant lesquelles le bassin était probablement peu alimenté (Bréhéret, 1997).

4.2.3. Le cortège argileux des séries aptiennes de la formation des Marnes Bleues

Selon les études, la composition moyenne des minéraux argileux de l'Aptien des MB varie. Dans le domaine vocontien, il est observé :

- Selon Deconinck (1984), un cortège argileux composé de 30 % à 40 % d'illite, de 20 % à 25 % de kaolinite, de 15 % à 25 % d'interstratifié illite-smectite et de maximum 15 % de smectite et chlorite.
- Une majorité d'illite et de smectite (entre 25 % et 50 % chacune), de légères variations de kaolinite (< 10 %) et d'interstratifié (< 10 %), ainsi que très peu de chlorite (excepté dans les zones les plus proches du front de chevauchement alpin) par Bréhéret (1997).

- Dans le Gargasien de la coupe de Serre-Chaitieu (Ghirardi et al., 2014), une majorité d'interstratifié illite-smectite (30 % à 65 %) et d'illite (10 % à 45 %), avec une minorité de la kaolinite (< 15%) et de la chlorite (< 10 %). Il s'agit d'interstratifié de type R0 avec plus de 50 % des couches qui sont composées de feuillets de smectite.

Comme on peut le constater, le contenu argileux de l'Aptien des MB varie énormément. A partir des travaux de Deconinck (1984), le cortège argileux des MB a souvent été interprété comme étant majoritairement hérité du continent. Il est donc possible d'interpréter les différents assemblages argileux comme étant le message sédimentaire détritique des bassins versants et de la marge en amont du bassin profond. Toutefois, avant de pouvoir interpréter la composition minéralogique des argiles des MB, il convient de s'affranchir de certains phénomènes pouvant perturber ce message sédimentaire. Dans le domaine subalpin, la difficulté avec l'interprétation du cortège argileux vient de la différenciation des argiles provenant du continent (héritées) de celles étant le résultat de transformations durant la diagenèse.

4.2.4. Influence de la diagenèse :

Dans le Bassin Subalpin, la diagénèse d'enfouissement conduit généralement à la transformation de smectite en illite et en chlorite, via des minéraux argileux interstratifiés (Deconinck et Debrabant, 1985). Ce phénomène est surtout observé dans les parties les plus internes du domaine subalpin, là où les gradients géothermiques liés à l'orogénèse alpine étaient élevés. En effet, la mise en place des différentes nappes alpines a pu entraîner une surcharge tectonique, avec pour conséquence une augmentation des conditions de température et de pression dans les séries sous-jacentes (Deconinck et Debrabant, 1985).

Il est donc observé logiquement une augmentation des teneurs en illite, et en chlorite dans une moindre mesure, quand on descend chronologiquement dans la série pélagique du Bassin du Sud-Est. Ces effets diagénétiques sont surtout perceptibles dans les séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (Deconinck, 1984 ; Deconinck et Debrabant, 1985 ; Deconinck, 1987). De même, de fortes teneurs en chlorite ne peuvent pas être expliquées par une origine détritique (Deconinck, 1984 ; Levert et Ferry, 1988). En effet, les conditions d'apport terrigène faible et de climat chaud durant l'Aptien ne sont pas cohérentes avec une grande quantité de chlorite détritique exportée dans le bassin profond (Levert et Ferry, 1988). Il est également constaté des anomalies positives de la teneur en chlorite et en kaolinite le long d'accidents structuraux (faille d'Aygues, faille de Nîmes, faille d'Eygalayes, Levert et Ferry, 1988). Ces anomalies pourraient correspondre à des transformations hydrothermales précoces affectant la smectite sédimentaire (Levert et Ferry, 1988).

Cependant, les transformations diagénétiques des argiles dans les marnes de la formation des MB sont faibles (Deconinck, 1987). En effet, la smectite contenue dans les marnes est moyennement cristallisée,

ce qui indique qu'elle a peu été affectée par la diagénèse (Deconinck, 1987). Ce faible enfouissement présumé est également cohérent avec la quasi absence d'interstratifié irrégulier de type R1 (Deconinck, 1984 ; Ghirardi et al., 2014). Le faible degré d'enfouissement des séries aptiennes du Bassin Vocontien est également confirmé par des données de Rock Eval (420°C à 430°C, Bréhéret, 1997). De plus, les sédiments aptiens ont été enfouis à trop faible profondeur pour débiter le processus de transformation de la smectite en illite (voir Girardi et al., 2014).

Il est important de préciser que dans le domaine subalpin, la transformation des argiles durant la diagénèse d'enfouissement dépend également de la lithologie des séries.

4.2.5. Influence de la lithologie :

Différents travaux ont mis en évidence un contrôle lithologique sur les assemblages argileux dans les séries sédimentaires du Bassin Subalpin (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985 ; Deconinck et Debrabant, 1985). L'évolution des smectites est différente en fonction de la lithologie. Ainsi, dans les marnes, la smectite se transforme préférentiellement en illite, alors que dans les calcaires, elle se transforme préférentiellement en chlorite. Dans les deux cas, la transformation des smectites se fait via des interstratifiés 10-14 (illite-smectite ou chlorite-smectite). Durant la diagénèse d'enfouissement, en fonction de la lithologie (calcaire ou marne), il y a une différence de nature des ions en concentration dans les eaux interstitielles du sédiment (Deconinck et al., 1985).

Cependant, les travaux de Deconinck abordent la distribution des argiles à l'échelle du bassin sur une longue période de temps : du Jurassique supérieur au Crétacé moyen. Les travaux de Tribovillard (1989) sur les alternances de bandes sombres et de bandes claires sur une coupe de Saint-André-de-Rosans (Gargasien, Fig. 4.2) montrent qu'il y a une anti-corrélation entre les teneurs en smectite et en chlorite. La chlorite proviendrait de la transformation des smectites, bien que l'on soit situé dans des marnes. Pour expliquer ce phénomène contraire aux observations grandes échelles de Deconinck, il propose que le confinement du Bassin Vocontien influence la recristallisation des minéraux argileux dans les premiers stades de la diagénèse (Tribovillard, 1989).

En tenant compte du front alpin et des grands accidents structuraux affectant le bassin, il est admis que la diagénèse joue donc un rôle secondaire sur la nature du cortège argileux des séries aptiennes de la formation des MB. L'évolution de la smectite et des autres minéraux argileux reflète donc un véritable message sédimentaire détritique (Deconinck, 1987 ; Bréhéret, 1997 ; Ghirardi, 2014).

4.2.6. Cas spécifiques

Il a été observé deux cas spécifiques dans la minéralogie des argiles des MB. Bréhéret (1997) évoque un possible biais sur l'interprétation des smectites. En effet, les smectites de l'Aptien ne peuvent pas toutes être héritées car elles sont hétérogènes. Elles sont composées de montmorillonites et de

beideillites, et une partie de ces smectites seraient néoformées et/ou transformées (Bréhéret, 1997). De plus, des travaux sur le Gargasien de la coupe de Vergons (Hide-Prat, 1985) ont permis de mettre en évidence dans le groupe des smectites : 1) des nontronites (riche en Fe^{3+}), dont la formation est probablement associée à des circulations hydrothermales et ; 2) de très rares surcroissances. Toutefois, ces évidences de néoformation et de transformation de smectite sont très rares, et localisées uniquement sur une coupe (Hide-Prat, 1985). Une autre particularité peut affecter la teneur de smectite dans le cortège argileux. Effectivement, si la teneur de smectite représente plus de 75% des argiles, alors il est fort probable qu'elle soit d'origine volcanique (Dauphin, 2002). De même, une teneur entre 50% et 75% de smectites dans le cortège argileux indique une contribution volcanique importante. Il s'agit en réalité des niveaux de bentonite décrit par Dauphin (2002).

Quand on se rapproche des bordures du bassin, il est décrit de la glauconie (Bréhéret, 1997). Les niveaux riches en glauconie sont le prolongement proximal des niveaux organiques distaux (Bréhéret, 1997). Il est observé une corrélation fine entre les bancs riches en glauconie et ceux riches en matière organique. La pétrologie permet également d'affirmer que cette glauconie est d'origine autochtone (Bréhéret, 1997). Bréhéret (1997) propose une possible relation entre les smectites néoformées et/ou transformées (voir paragraphe précédent) et les glauconies autochtones, sans toutefois pouvoir l'affirmer (voir Bréhéret, 1997). Les glauconies sont principalement présentes dans la partie albienne des MB.

4.2.7. Le message sédimentaire détritique

Affranchi de l'effet majeur de la diagenèse (et du contrôle lithologique qui en découle), le cortège argileux peut être interprété comme étant le message sédimentaire détritique des zones sources, c'est-à-dire des bassins versants sur les continents proches. Le message sédimentaire argileux, à l'image de tous les dépôts sédimentaires, est donc dépendant des trois facteurs suivants : le climat, l'eustatisme et la tectonique.

Tout d'abord, la nature du cortège argileux des MB (et plus globalement de Crétacé inférieur et moyen) est marquée par une abondance relative des smectites, kaolinites et illites, par rapport aux chlorites. Cet assemblage est caractéristique d'un climat chaud et humide pour la période de l'Aptien, avec cependant une humidité saisonnière, dû à la présence de smectite (Millot, 1964 ; Deconinck et al., 1985). Trois méga-séquences longues durées (I, II et III) sont interprétées entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen (Deconinck, 1984). A partir de ces observations, il a été proposé un modèle d'évolution du message sédimentaire argileux dans le bassin subalpin pour une méga-séquence type (Fig. 4.8, Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985). Les sédiments aptiens des MB correspondraient au début de la méga-séquence III, contenant trois stades (Deconinck et al., 1985) :

- 1) Le premier stade correspond à une période d'activité tectonique sur le continent et la marge, qui peut être couplée ou non à une période de régression marine (Deconinck et al., 1985). Dans le

cas de l'Aptien du Bassin Subalpin, il s'agit uniquement d'une activité tectonique (nombreuses failles syn-sédimentaires dans le bassin). En amont du bassin profond, sur le continent, cette activité tectonique se traduit par un rajeunissement des reliefs (Fig. 4.8), et par l'érosion de roches anciennes (exportation d'illite dans le cas du Bassin Vocontien) et des sols les plus en amont du bassin versant (exportation de kaolinite, formée dans des sols fortement hydrolysés, Millot, 1964). En conséquence, dans la série pélagique aptienne des MB, il est constaté une augmentation nette de la proportion d'illite et de kaolinite (Deconinck et al., 1984). Durant ce stade, la sédimentation est principalement terrigène le long de la marge et dans le bassin, avec notamment l'apparition des dépôts gravitaires quartzeux (Friès, 1987).

- 2) Le second stade correspond à une période intermédiaire, durant laquelle les reliefs se stabilisent. Sur le continent, une pédogenèse active s'installe et l'exportation de kaolinite devient proportionnellement plus importante par rapport à celle de l'illite (Deconinck et al., 1985).
- 3) La méga-séquence se termine par une période de stabilité tectonique. Sur le continent, les bassins versants tendent vers la pénéplation, ce qui a pour effet d'en diminuer le drainage (Deconinck et al., 1985). De ce fait, cela va favoriser le développement et l'exportation des smectites au détriment des kaolinites. Ce processus peut également être provoqué et/ou couplé avec une transgression marine importante (Deconinck et al., 1985). De plus, le transport de la smectite est également favorisé par la sédimentation différentielle des minéraux argileux. La smectite, du fait de ses propriétés physiques (petite taille, plus grande flottabilité, temps de floculation plus long comparé aux autres minéraux argileux), va sédimenter plus loin dans le bassin que la kaolinite et autres minéraux argileux primaires (voir Deconinck et al., 1985 pour plus de détails). La sédimentation différentielle est certes un phénomène important dans le Bassin Subalpin (Deconinck, 1984), mais elle ne peut pas être à l'origine de variation majeure dans la composition du cortège argileux. Dans la méga-séquence III, cette période de quiescence tectonique correspond au Cénomani (Deconinck et al., 1985).

Le modèle des méga-séquences établi par Deconinck (1984) permet donc d'expliquer l'importance relative des illites et des kaolinites par rapport aux smectites dans l'Aptien des Marnes Bleues. Cet assemblage argileux serait la conséquence d'une intense période d'activité tectonique datée du début de l'Aptien. Quand la diagénèse d'enfouissement a un effet nul à modéré sur la nature des minéraux argileux, l'enregistrement sédimentaire des argiles dans le bassin dépend, par ordre d'importance (Deconinck et al., 1985) : 1) de l'activité tectonique sur le/les continents voisins et sur les marges ; 2) de l'eustatisme ; et 3) des conditions climatiques dans les bassins versants qui alimentent le bassin.

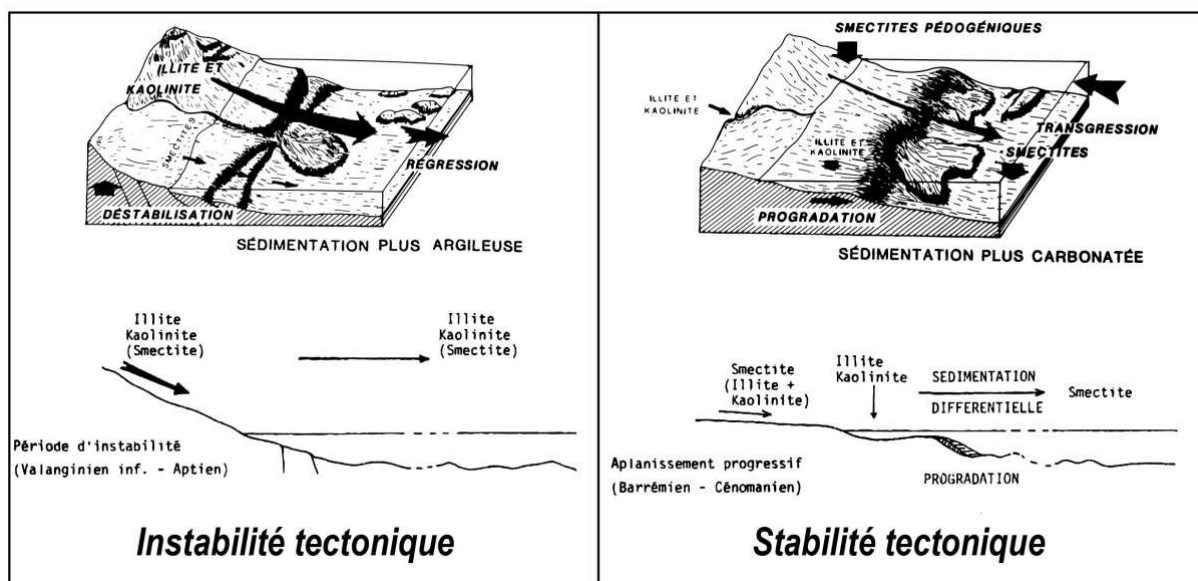


Figure 4.8 : Modèle d'évolution du message sédimentaire argileux au cours d'une méga-séquence dans le Bassin du Sud-Est (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985)

Même si ce modèle est appliqué sur une grande période (Aptien à Cénomanién dans ce cas, ~25 Ma), l'expression de ces différents facteurs peut également être observée à plus haute résolution dans l'enregistrement sédimentaire (voir Deconinck et al., 1992). On peut notamment le constater grâce à des travaux réalisés sur la coupe de Serre-Chaitieu (Ghirardi et al., 2014), basés sur l'interprétation des variations verticales du cortège argileux d'une partie de l'Aptien (couplée à des mesures de susceptibilité magnétique et de gamma ray spectral). Dans ce cas d'étude, les idées proposées par Deconinck (1984 ; 1992) et Deconinck et al. (1985) sont utilisées afin de mettre en évidence des variations climatiques et eustatiques dans le domaine vocontien (voir Ghirardi et al., 2014 pour plus de détails). L'autre « limite » des travaux de Deconinck (1984) est le pas d'échantillonnage. Le but de ces travaux étant d'observer des variations sur une grande période de temps (Jurassique supérieur – Crétacé moyen), les séries aptiennes ne sont pas échantillonnées finement. Un échantillonnage précis des MB a été réalisé par Bréhéret (1997). Il est constaté que les faciès les plus riches en smectites sont corrélés avec les niveaux organiques (Fig. 4.7), cependant, à l'échelle décimétrique, les horizons les plus riches en MO ne sont pas obligatoirement liés à une forte teneur en smectite (Bréhéret, 1997).

4.2.8. Conclusion partie minéralogie des séries aptiennes de la formation des Marnes Bleues

En résumé, la formation des MB est composée d'environ 30 % à 50 % d'argiles, de 25 % à 35 % de carbonates et d'une fraction non négligeable de quartz (Bréhéret, 1997). Ces teneurs varient de façon importante en fonction des différentes lithologies observées (faisceaux carbonatés, bancs turbiditiques, niveaux organiques). Les assemblages argileux de l'Aptien sont dominés par des illites et dans des proportions variables de smectites et d'interstratifiés I-S (Deconinck, 1984 ; Bréhéret, 1997 ; Ghirardi et al., 2014). Il est également observé la présence de chlorite et de kaolinite, mais dans des proportions

plus faibles (< 15%). Le cortège argileux, bien que présentant parfois localement une empreinte diagenétique (Levert et Ferry, 1988), peut être considéré comme étant le message sédimentaire détritique enregistré dans le Bassin Vocontien (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985 ; Bréhéret, 1997 ; Ghirardi et al., 2014). Les sources sédimentaires sont approximativement les mêmes que celles décrites dans les TN (voir Fig. 3.9B dans le chapitre sur les Terres Noires), c'est à dire les zones émergées péri-vocontiennes (Deconinck, 1984). Ainsi, la composition minéralogique de la fraction fine peut être interprétée comme indicateur d'instabilité tectonique et de variations eustatiques et climatiques dans le Bassin Vocontien et dans les zones péri-vocontiennes (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985 ; Ghirardi et al., 2014).

4.3 Contenu organique des sédiments aptiens de la formation des Marnes Bleues

4.3.1. Généralités

Dans la formation des MB, il est connu de nombreux intervalles contenant des horizons sombres, décrit dans la littérature comme étant couches noires, voire même « black shales » (Friès et Beaudoin, 1986 ; Friès, 1987 ; Bréhéret, 1994 ; Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Ces intervalles, non homogènes, représentent environ 30% de la formation des Marnes Bleues (Bréhéret, 1997). Il s'agit d'alternances de couches noires, parfois laminées, avec des couches plus claires et bioturbées (Bréhéret, 1997). Les horizons noirs ne représentent que 5% de la formation, et sur le terrain, ils sont organisés sous la forme de doublet ou triplet (Fig. 4.9, Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Ces couches noires sont connues pour avoir une bonne continuité latérale dans le Bassin Vocontien (Bréhéret, 1997).

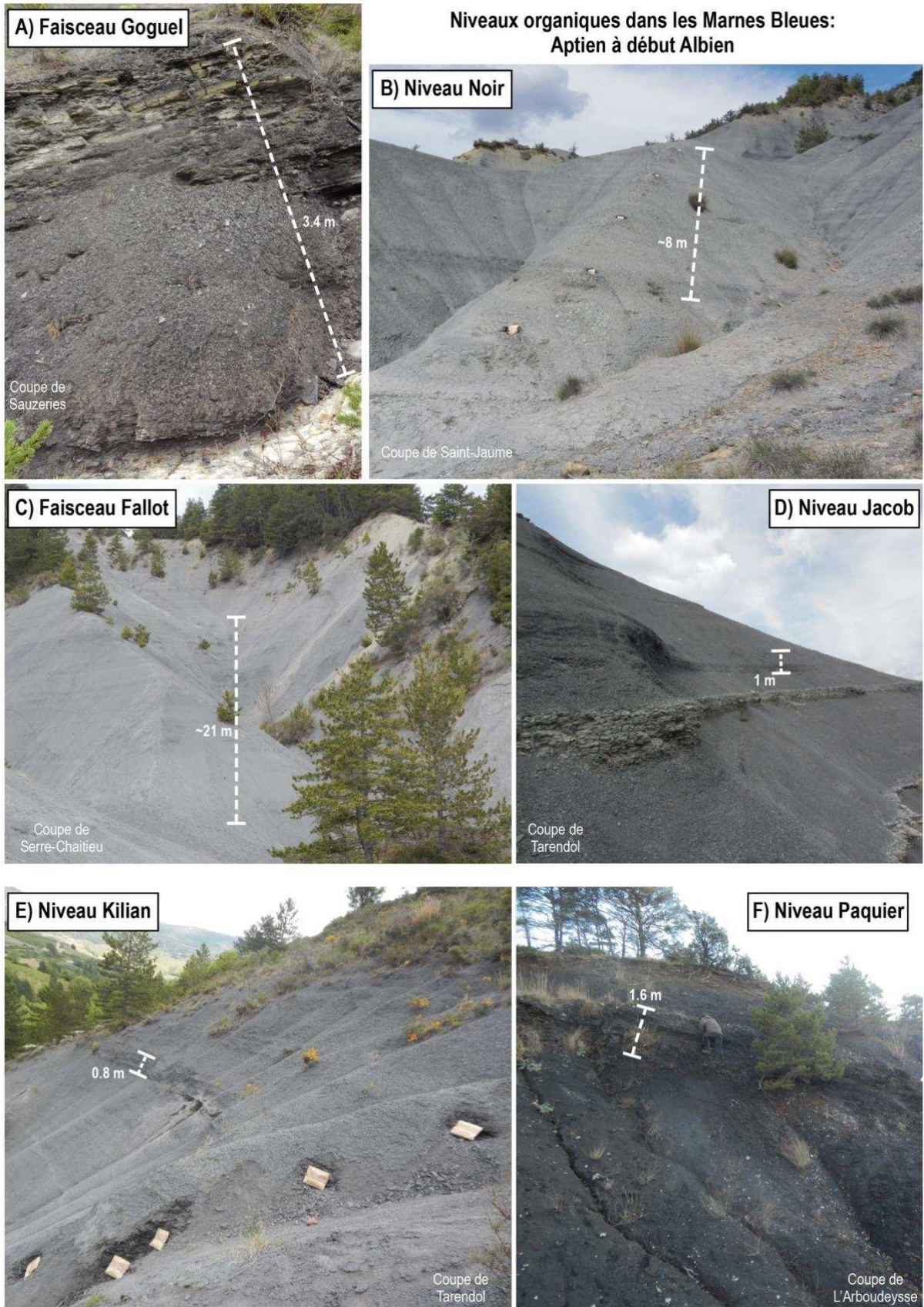


Figure 4.9 : Les niveaux organiques étudiés dans le cadre de ce travail. La stratigraphie de chaque coupe est disponible dans la littérature (voir Fig. 4.2 pour la localisation des coupes).

Les seules données de Rock Eval « exploitables » (COT, Tmax, IH et IO) dans la bibliographie sont disponibles dans les travaux de Bréhéret (1997) (Fig. 4.10). Ces travaux consistent en une analyse Rock Eval de plusieurs centaines d'échantillons de la formation des MB, aussi bien sur des marnes encaissantes (grises) que sur des horizons organiques (sombres à noirs). On observe tout d'abord que des faibles COT (carbone organique total) correspondent à des faibles IH (indice hydrogène) ($\text{TOC} < 1 \text{ wt\%}$; $\text{IH} < 50 \text{ mgHC/gCOT}$), et qu'une augmentation du COT correspond souvent à une augmentation du IH (Bréhéret, 1997). A partir des résultats Rock Eval (Fig. 4.10), il est possible de discriminer les sédiments des MB en fonction des paramètres de l'IH et de l'IO (indice oxygène).

Trois catégories ont été proposées par Bréhéret (1997) :

- 1) Des sédiments contenant de la MO résiduelle ou recyclée en faible quantité ($\text{COT} < 0,5 \text{ wt\%}$, parfois jusqu'à 1 wt\%), avec des IH et IO très faibles ($\text{IH} < 50 \text{ mgHC/gCOT}$; $\text{IO} < 50 \text{ mgCO}_2/\text{gCOT}$).
- 2) Des sédiments contenant de la MO de type III, d'origine continentale et/ou marine dégradée. Le contenu organique et les IH de ces sédiments restent faibles ($\text{COT} < 1\text{wt\%}$; $\text{IH} < 60 \text{ mgHC/gCOT}$), les IO peuvent atteindre $130 \text{ mgCO}_2/\text{gCOT}$.
- 3) Des échantillons contenant de la MO de type II-III ou II, moins altérée, d'origine marine et/ou terrestre. Ils sont plus riches en MO (COT de $1\text{-}2 \text{ wt\%}$, et plus), ont un IH plus élevé ($\text{IH} > 100 \text{ mgHC/gCOT}$) et un IO faible ($\text{IO} < 50 \text{ mgCO}_2/\text{gCOT}$). Ces sédiments correspondent aux niveaux organiques proposés par Bréhéret (1997).

Dans la catégorie des niveaux organiques de la formation des MB, il est possible de différencier deux faciès (Bréhéret, 1997).

Tout d'abord, il est décrit les horizons ou couches noirs ($\text{COT} \sim 1\text{-}2 \text{ wt\%}$; IH compris entre 100 à 300 mgHC/gCOT) qui sont en fait des marnes sombres, peu laminées, et légèrement fissiles (Figs. 4.9, 4.10). Ces marnes contiennent très peu de pelotes fécales, leur microfaune est relativement pauvre, et leur aspect homogène indique une microbioturbation importante (Bréhéret, 1997). La quantité relativement plus faible de MO, comparée au faciès suivant, peut être expliquée par : 1) une production planctonique plus faible ; 2) une dilution par le détritisme plus importante ; et/ou, 3) une dégradation plus poussée des composés organiques. Ces indices laissent penser que ces horizons noirs se sont déposés dans des conditions suboxiques (Bréhéret, 1997). Dans les séries aptiennes de la fosse vocontienne, il s'agit du Faisceau Fallot, du Niveau Jacob et du Niveau Kilian (Bréhéret, 1997).

Il est également observé des faciès beaucoup plus noirs, laminés, et très fissiles. Ces faciès, dit de « schiste en carton » (Bréhéret, 1997), correspondent aux « black shales » dans les MB (Faisceau Goguel dans l'Aptien, niveaux Paquier et Breistroffer dans l'Albien) (Bréhéret, 1997 ; Dauphin, 2002). Ces niveaux organiques sont plus riches en MO ($\text{COT} > 2\text{-}3 \text{ wt\%}$) et ont des IH (250 à 650 mgHC/gCOT)

plus élevés que les autres niveaux organiques des MB (Fig. 4.10, Bréhéret, 1997). Ils contiennent une MO principalement marine et bien préservée. De plus, ils sont caractérisés par une absence de faune benthique, ce qui pourrait indiquer des conditions de dépôt anoxique (Bréhéret, 1997). Cependant, les conditions anoxiques n'étaient pas pérennes durant le dépôt de ces niveaux. En effet, l'étude des lamines millimétriques dans le niveau Paquier (Albien inférieur) révèle des alternances de périodes anoxiques et suboxiques (Bréhéret, 1997).

Hors des zones d'influence des nappes alpines, la faible maturité thermique des échantillons (T_{max} entre 420 et 440 °C) n'altère pas les résultats du Rock Eval (Bréhéret, 1997). On peut ainsi constater l'influence de la proximité du chevauchement alpin entre des coupes lointaines (Serre-Chaitieu et Pré-Guitard, $T_{max} \sim 430$ °C, MO immature à début de fenêtre à huile, Fig. 4.10) et une coupe proche (Gaubert, $T_{max} \sim 450$ °C, fenêtre à huile, Fig. 4.10). On peut également observer des variations de T_{max} au sein d'une même coupe (Pré-Guitard par exemple) qui peuvent être expliquées par (Espitalié et al., 1985) : 1) des différences de typologie, et donc d'origine, de la matière organique (type II vs type III) ; et/ou 2) un effet de matrice minérale qui peut être important dans les sédiments pauvres en matière organique.

Par la suite, les différents niveaux organiques (Goguel, Fallot, Jacob, Kilian) sont caractérisés à partir de différentes publications parues dans les années 1990 et 2000. De plus, les mécanismes de formation de ces niveaux sont également présentés.

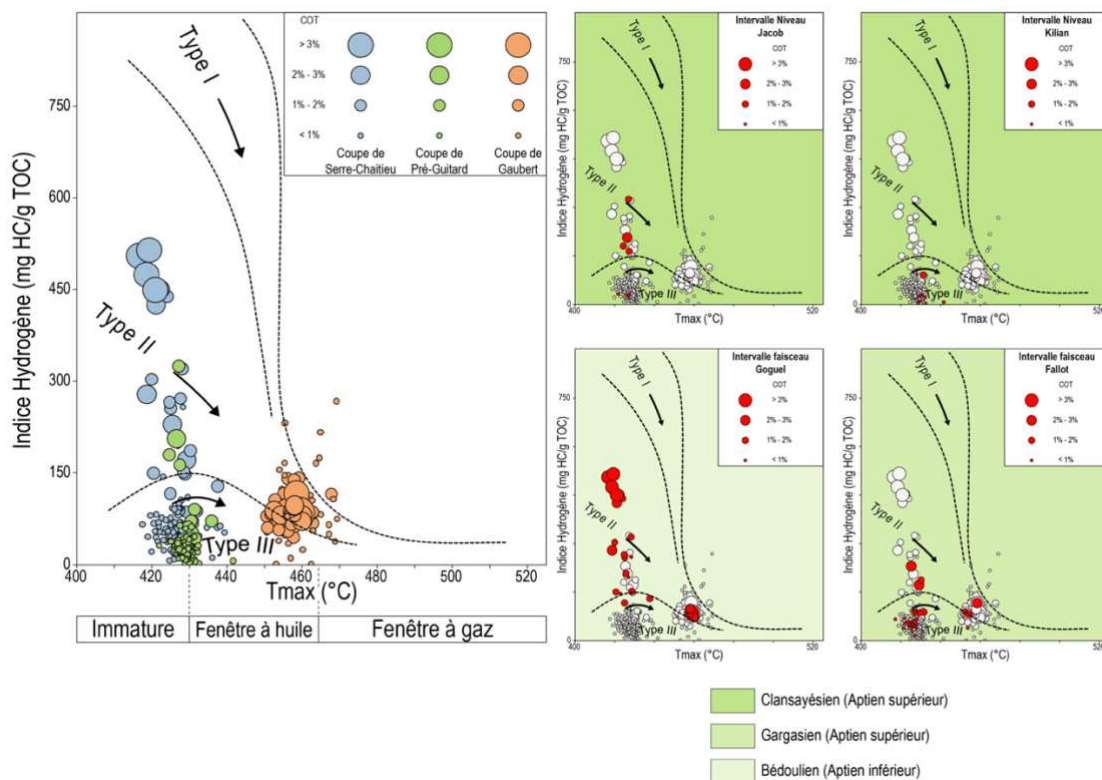


Figure 4.10 : Données Rock Eval de Bréhéret (1997) représentées dans des diagrammes de Van Krevelen.

4.3.2. Niveaux organiques de l'Aptien-début Albien des Marnes Bleues

4.3.2.1. Le Faisceau Goguel

Les données Rock Eval disponibles (Fig. 4.10, Bréhéret, 1997) sur les horizons du Faisceau Goguel (GO 1 à GO 6), et leurs marnes encaissantes, se révèlent très différentes du fait de la position de la coupe par rapport au chevauchement alpin (et donc de l'empreinte thermique laissée sur la MO). C'est donc logiquement que l'on constate que les valeurs de T_{max} et d'IH sont très différentes d'une coupe à l'autre (Serre Chaitieu vs Gaubert). Toutefois, le contenu organique du faisceau Goguel et de son encaissant oscillent entre 0,5 et 4,18 wt%, avec des horizons organiques ayant un COT compris entre 2 % et 4,18% (Bréhéret, 1997). Dans les endroits du bassin non affectés par des dépôts gravitaires comme la coupe de Sauzeries (Fig. 4.9), le Faisceau Goguel est représenté par une épaisseur de 3,4 m (Bréhéret, 1997). Au contraire, quand le faisceau est interlité avec des turbidites et/ou des « slumps », il peut atteindre jusqu'à 17 m (coupe de Saint-Jaume, Friès et Beaudoin, 1986). A l'échelle du microfaciès, les différents horizons organiques se délitent selon un débit plan-parallèle de schiste en carton, avec un fond argilo-carbonaté et bitumineux (Bréhéret, 1997). Ils contiennent de nombreuses pelotes fécales (nannoplancton) produites par des foraminifères planctoniques et les faunes benthiques sont absentes (Bréhéret, 1997).

Le Faisceau Goguel du bassin vocontien correspond au Livello Selli (Italie centrale), au niveau Fischeschieder du bassin de Basse Saxe, et il existe également des équivalents dans l'Atlantique Nord, l'Atlantique Sud, l'Océan Indien et l'Océan Pacifique (plus de détail dans Bréhéret, 1997 ; Föllmi, 2012). En effet, l'enregistrement synchrone de plusieurs niveaux de black shales dans différents bassins mondiaux correspond à l'OAE 1a (« oceanic anoxic event ») (Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993 ; Coccioni et al., 1987 ; Föllmi, 2012). Cet événement mondial anoxique a été estimée à ~ 1,1 Ma par une étude de cyclostratigraphie (Malinverno et al., 2010) et il est contemporain d'une importante transgression marine (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998). Du fait de la bonne qualité des conditions d'affleurements des MB et de l'enregistrement continu de cet OAE 1a, de nombreuses études existent sur le Faisceau Goguel (Heimhofer et al., 2004 ; 2006 ; Bodin et al., 2013 ; Westermann et al., 2013 ; Ghirardi et al., 2014, Ando et al., 2017).

Les principaux travaux permettant de caractériser précisément la MO du Faisceau Goguel ont été réalisés par Heimhofer et al. (2006) sur la coupe de Serre-Chaitieu. Ainsi, le Faisceau Goguel affiche un COT entre 0,4 et 2,3 wt%, les COT les plus élevés correspondant au faciès « schiste en carton » de Bréhéret (1997). Les données de Rock Eval (IH jusqu'à 500 mgHC/gCOT), ainsi que les biomarqueurs permettent de proposer une origine marine (phytoplancton et/ou bactérie) à cette MO (Heimhofer et al., 2004 ; 2006). Le faible degré de maturité des MB est confirmé par une couleur inchangée des palynomorphes, une fluorescence UV modérée à forte de la MO amorphe et des palynomorphes, ainsi que par la présence de certains biomarqueurs de maturité (Heimhofer et al., 2004 ; 2006). Le kérogène

de ces sédiments est constitué de MO amorphe à 95% dans les horizons organiques, contre 70 à 80% dans les marnes bioturbées encaissantes (Heimhofer et al., 2004). La prédominance d'une MO amorphe brillante, très fluorescente, et riche en inclusion brillante (surtout dans les niveaux à forts COT), indique des conditions de dépôts dysoxiques à anoxiques (Tyson, 1995). Les phytoclastes opaques et translucides représentent 40% de la MO particulaire (hors MO amorphe), notamment via de nombreuses particules équidimensionnelles de 20 μ m (Heimhofer et al., 2006). Les associations de phytoclastes observées (particules équidimensionnelles, petit débris de bois oxydés, morceaux de charbons de bois apportés par le vent) traduisent une faible influence continentale et un environnement de dépôt marin profond (Heimhofer et al., 2006). Cette interprétation environnementale est également cohérente avec une prédominance des cystes de dinoflagellés au sein des palynomorphes, bien que des sporomorphes soient également observés.

Différents mécanismes ont été mis en avant pour expliquer la formation de ce niveau organique dans le Bassin Vocontien. Selon certains auteurs (Bréhéret, 1994 ; Bréhéret, 1997 ; Heimhofer et al., 2006), ces niveaux correspondraient à des périodes de condensation sédimentaire importante. En effet, les niveaux qui ont les plus forts COT affichent également des pics de CaCO₃ et des pics d'abondance des palynomorphes. Les pics de CaCO₃ marquent une faible dilution de la sédimentation hémipélagique carbonatée par les apports clastiques, tandis que les pics d'abondance des dinoflagellés et des sporomorphes, affectés par des processus de transports différents, marquent eux un changement de sédimentation dans le Bassin Vocontien (Heimhofer et al., 2006). Cela peut être également confirmé par les taux de sédimentation faibles calculés sur la coupe de Glaise durant l'OAE 1a (Westermann et al., 2013). Durant ces périodes de condensation, les conditions d'oxygénation de l'eau étaient également faibles, voire nulles, afin de pouvoir préserver la MO, qui de fait subissait un enfouissement très lent. Cela est confirmé par les faciès très laminés des horizons organiques du Faisceau Goguel, ainsi que par l'étude de la MO amorphe (Heimhofer et al., 2006). Ainsi, selon les auteurs proposant ce mécanisme pour la formation du Faisceau Goguel, des variations du niveau marin et/ou de faibles précipitations sur les terres émergées proches seraient à l'origine de ces épisodes de condensation, couplées à une faible oxygénation des eaux profondes du Bassin Vocontien (Bréhéret, 1997 ; Heimhofer et al., 2006).

Toutefois, les différentes études abordant ce sujet dans le Bassin Vocontien ne s'accordent pas sur le facteur primaire qui aurait contrôlé la formation de ces horizons organiques. En effet, les travaux de Heimhofer et al. (2006) expliquent que la productivité primaire des eaux de surface n'est pas un facteur clé qui contrôle l'enrichissement en MO des sédiments du Faisceau Goguel ; alors qu'au contraire ceux de Westermann et al. (2013) attribuent un rôle important à la productivité primaire, notamment en tant que précurseur de l'OAE 1a. Le climat, ainsi que son rôle, sont également sujet à débat. Certaines études (Stein et al., 2012 ; Bodin et al., 2013 ; Westermann et al., 2013 ; Ghirardi et al., 2014) mettent en évidence un climat très chaud et très humide durant l'intervalle du Faisceau Goguel, ce qui est incohérent

avec des périodes de condensation dans le Bassin Vocontien. Au contraire, d'autres études (Bréhéret, 1997 ; Heimhofer et al., 2004 ; Heimhofer et al., 2006) expliquent que le Bassin Vocontien n'enregistre pas de changement climatique durant cette période. Les conditions locales (Bassin Vocontien) et globales (océan de la Téthys) sont encore discutées au sein de la communauté scientifique.

4.3.2.2. Le Niveau Noir

Le Niveau Noir marque un contraste de couleur dans la formation des MB (Rubino, 1989), avec l'apparition d'horizons noirs dans les marnes grises claires encaissantes. Ce niveau correspond en réalité à un intervalle d'environ 8 m sur la coupe de Saint-Jaume (Fig. 4.9). L'intervalle est composé d'un doublet d'horizons sombres de marnes et de 3 doublets d'horizons de marnes légèrement plus claires (NN1 à NN4, Bréhéret, 1997, Fig. 4.6). Le temps de dépôt des horizons composant le Niveau Noir est estimé à environ 300 ka (Dauphin, 2002). Il est considéré comme étant un niveau organique car il est souvent cité comme « black shales » ou « niveau riche en MO » dans la bibliographie (Herrle et al., 2003 ; 2010 ; Föllmi, 2012 ; Ghirardi et al., 2014). Toutefois, les rares données de COT disponibles (Bréhéret, 1997) montrent que ces niveaux sont pauvres (0,7 à 1,2 wt%) et qu'ils contiennent un kérogène d'origine terrestre ou marin très dégradé (type III, IH < 100 mgHC/gCOT). Les données de Herrle et al. (2010) indiquent que la MO est d'origine marine et qu'elle est la conséquence d'une forte productivité de surface.

4.3.2.3. Le Faisceau Fallot

Le Faisceau Fallot est composé de quatre niveaux (FA 1 à FA 4), et de deux petits horizons entre FA 2 et FA 3, les horizons FA 2' et FA 2'' (Fig. 4.6, Bréhéret, 1997). Sur la coupe de Serre-Chaitieu, l'intervalle comprenant le Faisceau Fallot fait une épaisseur d'environ 21 m (Fig. 4.9). Les données Rock Eval de Bréhéret (1997) sur le Faisceau Fallot comportent ces différents horizons noirs et leurs marnes encaissantes. Les COT du faisceau Fallot sont compris entre 0,26 et 3 wt% (Fig. 4.10). Pour les mêmes raisons que le Faisceau Goguel, on peut constater une différence notable entre les Tmax et IH entre les coupes de Serre-Chaitieu et de Gaubert. Selon les données des Rock Eval, la MO du Faisceau Fallot serait de type III (Espitalié et al., 1985). Cependant, en se basant sur les travaux de Bréhéret (1994 ; 1997), une étude plus récente (Friedrich et al., 2003, données sur des foraminifères et palynomorphes), indique que les horizons FA 2' et FA 2'' seraient de type III, l'horizon FA 3 de type II, et l'horizon FA 4 de type mixte II-III. Il est donc difficile de caractériser de façon précise la typologie de ces différents horizons noirs. Le Faisceau Fallot est estimé par cyclostratigraphie à environ 360 ka (Huang et al., 2010).

4.3.2.4. Le Niveau Jacob

Sur la coupe de Tarendeol, le Niveau Jacob est représenté par deux horizons de marnes noires de 35 et 25 cm d'épaisseur dans des marnes grises claires (Fig. 4.9). L'intervalle comprenant ces deux horizons

est estimé à 40 ka par cyclostratigraphie (Huang et al., 2010). Les données disponibles sur la coupe de Pré-Guitard (Bréhéret, 1994, 1997) permettent d'attribuer un COT compris entre 0,3 et 2,5 wt% pour ce niveau et son encaissant (Fig. 4.10). La MO est de type III selon ces quelques échantillons. Une étude plus récente (Heimhofer et al., 2006) a permis de mieux caractériser la MO du Niveau Jacob sur la coupe de Tarendol. Les résultats indiquent que le COT du Niveau Jacob peut atteindre 2,2 wt% (0,8 wt% pour les marnes encaissantes) et que les IH moyens sont de 200 mgHC/gCOT. Comme pour le Faisceau Goguel sur la coupe de Serre-Chaitieu, les résultats de palynofaciès et de biomarqueurs de maturité indiquent un faible enfouissement. Les horizons les plus riches en MO du Niveau Jacob sont composés à 60% de MO amorphe, alors qu'elle ne représente que 20% du kérogène dans les marnes encaissantes (Heimhofer et al., 2006). Cette MO amorphe est sombre, non fluorescente à faiblement fluorescente. La faible fluorescence, associée à l'absence de lamines dans les sédiments, démontre que les conditions de dépôts étaient seulement appauvries en oxygène, mais non anoxique (Tyson, 1995 ; Heimhofer et al., 2006). Les phytoclastes confirment la présence non négligeable de matière organique terrestre. Les phytoclastes, qui peuvent représenter 70% de la MO particulière (hors MO amorphe), sont translucides à opaques, en forme de lame, et souvent de dimension supérieure à 50 µm (Heimhofer et al., 2006). Il est également observé une augmentation des sporomorphes continentaux avec les forts COT. Ainsi, tous ces arguments indiquent que la MO du Niveau Jacob est principalement d'origine terrestre, comme l'avait proposé Bréhéret (1994 ; 1997).

4.3.2.5. Le Niveau Kilian

Le Niveau Kilian est observé sous la forme d'un horizon de marnes noires d'environ 80 cm dans le Bassin Vocontien (exemple de la coupe de Tarendol, 9). Il contient de la matière organique de type III (IH < 100 mgHC/gCOT) en relativement faible quantité (Fig. 4.10, COT ~ 1 wt%) selon les données de Bréhéret (1997), mais le contenu organique peut atteindre 3 wt% (Herrle et al., 2003). D'après les estimations cyclostratigraphiques, le Niveau Kilian s'est déposé en ~120 ka (Huang et al., 2010).

4.3.2.6. Le Niveau Paquier

Le Niveau Paquier correspond à un niveau de marnes noires laminées d'environ 1,6 m (exemple de la coupe de L'Arboudeysse, Fig. 4.9). Les COT sont compris entre 3 et 8 wt% avec des HI allant jusqu'à 500 mgHC/gCOT (Tribovillard, 1989 ; Bréhéret, 1994 ; 1997). La MO montre un kérogène de type II (origine marine), mais les palynofaciès indiquent une contribution terrestre significative (Tribovillard et Gorin, 1991). Le Niveau Paquier s'est déposé ~ 44 ka d'après une étude cyclostratigraphique (Huang et al., 2010). Anciennement, ce niveau correspondait à l'OAE 1b (Bréhéret, 1997 ; Herrle et al., 2003), mais maintenant, cet événement anoxique englobe les niveaux Jacob, Kilian, Paquier et Leenhardt (Leckie et al., 2002; Trabucho Alexandre et al., 2011; Hu et al., 2014; Bodin et al., 2015; Sabatino et al., 2015; 2018; Ando et al., 2017).

4.3.3. Modèles de formation des niveaux organiques

Comme on peut le constater, il existe de nombreux niveaux enrichis en MO dans la série aptienne à début albienne de la formation des MB. Ces niveaux montrent cependant des différences en contenu organique (COT compris entre 1-2 wt%, COT > 2wt% pour les niveaux Goguel et Paquier) et en typologie de la MO (type II, mixte II-III et III) (Bréhéret, 1994 ; 1997). Cette variété se retrouve également dans les processus de formation de ces niveaux enrichis (Fig. 4.11A, s4.11B).

Deux modèles de formation à haute fréquence ont été proposés pour les niveaux organiques des MB (Figs. 4.11A, 11B). Bien que ces modèles ne portent pas les mêmes noms d'une étude à l'autre (Bréhéret, 1994 ; Erbacher et al., 1998 ; Friedrich et al., 2003 ; Herrle et al., 2003 ; Heimhofer et al., 2006 ; Herrle et al., 2010), ils mettent en avant les mêmes facteurs :

- Le modèle « productivité » (Fig. 4.11A) : l'enrichissement en MO des sédiments profonds est la conséquence d'une importante productivité primaire des eaux de surface, associée à un haut niveau marin relatif. Une augmentation de la MO exportée entraîne une consommation accrue de l'oxygène dans le fond du bassin, via la dégradation microbienne. Un appauvrissement en oxygène des eaux de fond mène de ce fait à une meilleure préservation de la MO. Les conditions climatiques chaudes et arides induisent une forte évaporation (taux d'évaporation > taux de précipitation), notamment sur les domaines de plate-forme continentale (cas de la Téthys de l'ouest), ainsi que la formation de niveaux condensés dans le bassin profond (faibles apports détritiques). Ces conditions permettent d'augmenter la salinité de l'eau de surface, et donc de provoquer un plongement de ces eaux oxygénées vers le fond du bassin et vers l'est de la Téthys. Les eaux profondes sont donc renouvelées de façon permanente. Donc, dans le cas de ce modèle, la productivité primaire permet à elle seule de consommer une grosse partie de l'oxygène dissous dans le fond du bassin, et au final, de favoriser la préservation de la MO.
- Le modèle « détritique » (Fig. 4.11B) : une augmentation des apports continentaux d'eau douce et un bas niveau marin relatif permettent d'améliorer la préservation de la MO dans le Bassin Vocontien. En effet, des conditions chaudes et humides (taux de précipitation > taux de d'évaporation) sur les marges continentales de la Téthys de l'ouest restreignent la formation des courants océaniques plongeants, et, de ce fait, le renouvellement des eaux profondes. De plus, le Bassin Vocontien étant un appendice de la Téthys à l'époque, une baisse du niveau marin relatif provoque un effet de seuil dans le bassin, amplifiant le phénomène de stagnation des eaux profondes. Cette stratification des eaux entraîne des conditions dysoxiques dans le fond du bassin. Dans ce modèle, la préservation de la MO à la base d'une colonne d'eau dysoxique est donc la conséquence d'apports détritiques plus importants dans le bassin.

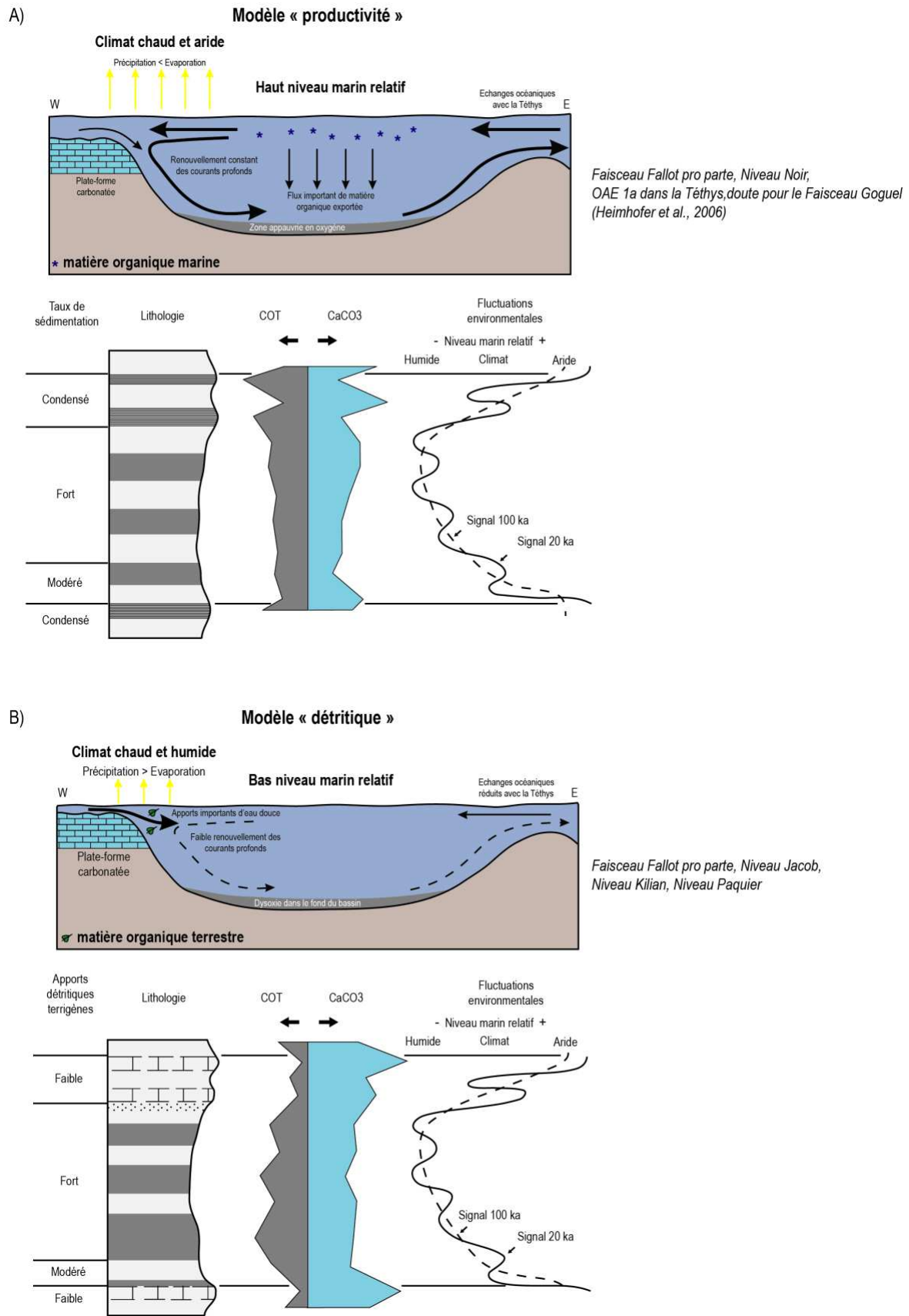


Figure 4.10 : A) Modèle « productivité » favorisant la formation d'un niveau organique ; B) Modèle « détritique » favorisant la formation d'un niveau organique. Ces modèles sont modifiés d'après Bréhéret, 1994 ; Friedrich et al., 2003 ; Herrle et al., 2010.

Le facteur important dans ces deux modèles est donc le rapport entre les taux de précipitation et les taux d'évaporation sur les plate-formes ouest de la Téthys. Le Bassin Vocontien étant situé à l'époque entre la ceinture climatique aride et la ceinture climatique humide de l'hémisphère Nord (Friedrich et al., 2003), les conditions climatiques ont donc pu osciller. Ainsi, les fortes périodes d'humidité ont pu être la conséquence d'un régime de mousson intense sur les terres émergées proches du Bassin Vocontien (Friedrich et al., 2003 ; Herrle et al., 2003 ; Heimhofer et al., 2006). Étonnamment, la relation entre ces modèles et la typologie de la MO est plus compliquée. En effet, on pourrait penser que les sédiments formés dans le modèle « productivité » soient enrichis en matière organique marine (type II), et que ceux formés dans le modèle « détritique » soient enrichis en matière organique terrestre (type III) (voir Figs. 4.11A, 11B). Ces modèles sont cohérents pour les niveaux Jacob et Kilian (type III, modèle « détritique ») et pour le Niveau Noir (MO marine dégradée, modèle « productivité », Herrle et al., 2010), au contraire des horizons du Faisceau Fallot. En effet, les horizons FA 3 et FA 4 se sont formés selon le modèle « détritique » mais ils sont caractérisés par de la MO respectivement de type II et de type II-III (Friedrich et al., 2003). De même, les horizons FA 2' et FA 2'', dont la MO est de type III, se seraient formés selon le modèle « productivité » (Friedrich et al., 2003).

Le cas du Faisceau Goguel est un peu particulier. En effet, il correspond à l'OAE 1a dans le domaine vocontien (Bréhéret, 1994 ; 1997). Un modèle de formation de l'OAE 1a a été proposé (Westermann et al., 2013). Sans entrer dans les nombreux détails existants dans la littérature, l'OAE 1a débute par une augmentation importante du CO₂ dans l'atmosphère, à la suite d'un épanchement basaltique important (plateau océanique d'Ontong-Java). L'effet de serre va provoquer une augmentation du niveau marin mondial et un réchauffement climatique (climat plus chaud et humide). De ce fait, la productivité primaire des eaux de surface va augmenter, ainsi que les apports d'eau douce dans les bassins. Dans le fond des bassins, des conditions anoxiques vont se développer (Westermann et al., 2013). L'OAE 1a se termine par le double effet de séquestration de CO₂ et de rejet d'O₂, induit par la productivité primaire des océans. Par conséquent, il est tout à fait possible que plusieurs mécanismes (productivité primaire, stratification des eaux, haut niveau marin) favorisent la formation des horizons organiques du Faisceau Goguel. En somme, le Faisceau Goguel correspond au paroxysme du modèle « productivité » (Figs. 4.11A, 11B), car la productivité primaire a guidé une longue période d'anoxie dans la Téthys (Weissert, 1990; Föllmi, 1995, Sanfourche and Baudin, 2001; Westermann et al., 2013).

Le Niveau Paquier correspond quant à lui au paroxysme du modèle « détritique » (Bréhéret, 1994, Herrle et al., 2003, Ferry, 2017). Les conditions anoxiques dans le fond du bassin étaient la conséquence d'un climat très chaud et humide, impliquant de forts apports d'eau douce continentale et de MO terrestre (MO continentale décrite par Tribovillard et Gorin, 1991). En plus de favoriser une stratification des eaux, ces fortes arrivées d'eau douce ont également favorisé la productivité primaire

par l'apport de nutriments. C'est la raison pour laquelle la MO observée dans le Niveau Paquier est marine, avec une composante terrestre non négligeable (Tribovillard et Gorin, 1991 ; Herrle et al., 2003).

4.4. Dépôts gravitaires aptiens de la formation des Marnes Bleues

4.4.1. Généralités

Les marnes aptiennes de la formation des MB contiennent de nombreux sédiments gravitaires (Fig. 4.12). Ces derniers ont été décrits et cartographiés dans de nombreuses études (Beaudoin et Friès, 1985 ; Friès, 1987 ; Parize, 1988 ; Rubino, 1989). Ces travaux sont synthétisés dans la publication de Friès et Parize (2003).

La pente du Bassin Vocontien enregistre de nombreux phénomènes gravitaires durant le Crétacé inférieur. Ces phénomènes sont la conséquence d'apports détritiques importants et de déstabilisations de pente dans le domaine oriental du Bassin Vocontien. Les dépôts gravitaires sont composés de slumps argileux, de coulées de débris, de quelques turbidites sableuses et grès massifs (Fig. 4.12, Friès et Parize, 2003). Les grès massifs sont souvent associés à des sills et dykes sableux (Parize et al., 2007 ; Friès et Parize, 2003 ; Monnier et al., 2015). Les dépôts gravitaires peuvent représenter plus de 90% des sédiments de certaines coupes (coupe de La Chaudière et du Ravin des Pennes par exemple) situées dans le centre des paléo-vallées sous-marines. Au contraire, les dépôts gravitaires représentent moins de 10% des sédiments dans les parties les plus éloignées des paléo-vallées (coupe de Serre-Chaitieu). Comme expliqué précédemment (voir contexte structural), la morphologie de la marge et des paléo-vallées sous-marines était contrôlée par de la tectonique et de l'halocinèse syn-sédimentaire (Friès et Parize, 2003). L'empilement vertical des dépôts gravitaires durant tout le Crétacé inférieur indique une source sédimentaire commune et continue durant cette période. Ces séries gravitaires correspondent à des dépôts érosifs dans des chenaux confinés plutôt que des complexes de chenaux-levées et lobes classiques (Friès et Parize, 2003).

4.4.2. Les sédiments gravitaires aptiens de la formation des Marne Bleues

Dans la formation des MB, il est distingué deux groupes dans les dépôts gravitaires (Friès et Parize, 2003) : 1) les sédiments issus de déplacement de masse (« mass transport complex ») ; et 2) les sédiments issus d'écoulement gravitaire sableux (« sandy-gravity flow »).

Les sédiments déposés à partir d'un déplacement en masse (« mass transport complex ») sont principalement composés de slumps marno-sableux et/ou calcaréo-marneux, et de quelques coulées de débris contenant des blocs de plusieurs centaines de mètres de long et de plusieurs dizaines de mètres de haut (Fig. 4.12, Friès et Parize, 2003). Les niveaux de slumps sont corrélables sur plusieurs dizaines de kilomètres à travers la pente vocontienne. Le processus de formation de ces dépôts va du « slumping » à l'écoulement cohésif de débris (Friès et Parize, 2003). Chacun des niveaux de slumps couvrent plusieurs centaines de kilomètres carrés. L'épaisseur des slumps et des coulées de débris diminue vers

le bas de la pente, bien que des variations syn-sédimentaires provoquées par des failles sont observées (Friès et Parize, 2003). Très souvent, les slumps et coulées de débris de l'Aptien sont couverts d'un banc gréseux de quelques cm à 1 m, contenant des lamines parallèles et des rides de courants. Ces grès ont une base érosive qui affiche des traces de bioturbations et des figures d'érosion (« sole marks »). A l'endroit où se forme l'écoulement de débris ou le « slumping », un vannage de sédiments sableux est également provoqué. Cela a pour conséquence de former un nuage turbulent au-dessus de l'écoulement de débris. Les sédiments gréseux couvrants les slumps et les coulées de débris sont donc interprétés comme étant la conséquence de ce nuage turbulent (Friès et Parize, 2003).

Les sédiments déposés à partir d'écoulement gravitaire sableux (« sandy-gravity flow ») peuvent également être divisés en deux catégories (Fig. 4.12, Rubino, 1989, Friès et Parize, 2003) : 1) les turbidites sableuses (turbidites sensu Bouma, 1962) ; et, 2) les grès massifs. Dans les deux cas, les grès sont composés de 60-70% de quartz, de 20-30% de glauconie détritique, de restes de débris de coquilles carbonatés ou siliceuses, de feldspaths, de micas détritiques, et de rares fragments de tourmaline et de zircon (Aboussouan, 1963 ; Rubino, 1981, Parize, 1988). La teneur en argile de ces grès est négligeable, et la taille des particules qui les composent est située entre 100 et 300 microns.

Les turbidites sableuses sont des turbidites sensu Bouma (1962). Elles présentent une base érosives (« sole marks ») et de rares intraclastes marneux. La base de ces ensembles turbiditiques est concave vers le sommet. Les ensembles turbiditiques ont une épaisseur comprise entre un mètre et une dizaine de mètres. L'épaisseur des ensembles turbiditiques diminue vers l'aval (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Les chenaux remplis par ces turbidites font quelques centaines de mètres de large au maximum. Les différents bancs qui composent ces ensembles turbiditiques sont épais de quelques centimètres à plusieurs mètres (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Ces turbidites sont composées des membres Ta à Te définis par Bouma (1962). Cependant, le membre Ta affiche rarement un granoclassement normal et il représente souvent moins de la moitié des bancs sableux (Friès et Parize, 2003). Les membres Tb, Tc et Td sont souvent convolutes.

Il existe 5 ensembles turbiditiques répertoriés dans la formation des Marnes Bleues (Friès et Parize, 2003). Les ensembles P1 et P2 (Fig. 4.12) sont d'épaisseur métrique et correspondent à des turbidites fines (Bréhéret, 1997 ; Friès et Parize, 2003). L'ensemble P1 est interlité avec les horizons organiques du Faisceau Goguel, et l'ensemble P2 est interlité avec le Faisceau Fallot (Fig. 4.12, Friès et Parize, 2003). Ces deux ensembles s'étendent sur une longueur de 80 km le long de la marge. Les paquets turbiditiques T1a et T1b s'étendent respectivement de 40 à 80 km sur la marge vocontienne, formant un ensemble qui peut être épais jusqu'à 20 m (Friès et Parize, 2003). Cet ensemble comporte des bancs sableux de plus en plus fins à granoclassement positif, localement associés avec des grès massifs sous-jacents (Rubino, 1989). L'ensemble turbiditique le plus épais est le T2 (Fig. 4.12), qui peut atteindre 40

m d'épaisseur (Friès et Parize, 2003). L'ensemble T2 est seulement présent dans l'aire de Bourdeaux, sur une longueur estimée à environ 15 km. Il s'agit de bancs individuels d'une épaisseur comprise entre 1 et 5 m. L'ensemble T3, épais de 15 m, est présent au sommet des grès massifs T3 (Fig. 4.12, Friès et Parize, 2003). Cet ensemble turbiditique s'est déposé sur environ 40 km au travers de la pente vocontienne.

Les grès massifs représentent 90 à 99% des sédiments gréseux de l'Aptien dans la formation des MB (Friès et Parize, 2003). De ce fait, ils sont donc beaucoup plus épais que les dépôts turbiditiques. La texture des sables dans les corps sableux est uniforme, verticalement et horizontalement. De même, il est décrit très peu de structures sédimentaires dans ces grès massifs (Rubino, 1989, Friès et Parize, 2003). Ces grès sont composés de sables fins à moyens. Dans les parties supérieures des ensembles sableux, il est observé de rares structures sédimentaires (laminations parallèles, rides de courant), déformés par de la liquéfaction et des structures d'échappement d'eau (Friès et Parize, 2003). On peut également y trouver des galets calcaires et des nodules à ciment siliceux. Ces ensembles sableux massifs peuvent inciser l'ancienne pente vocontienne jusqu'à 40 m, dans des chenaux qui ont une largeur comprise entre 200 et 400 m (Friès et Parize, 2003). Tous les chenaux contenant les grès massifs sont érosifs et parfois, ils peuvent être recouverts en leurs sommets par les turbidites sensu Bouma (1962) décrites précédemment.

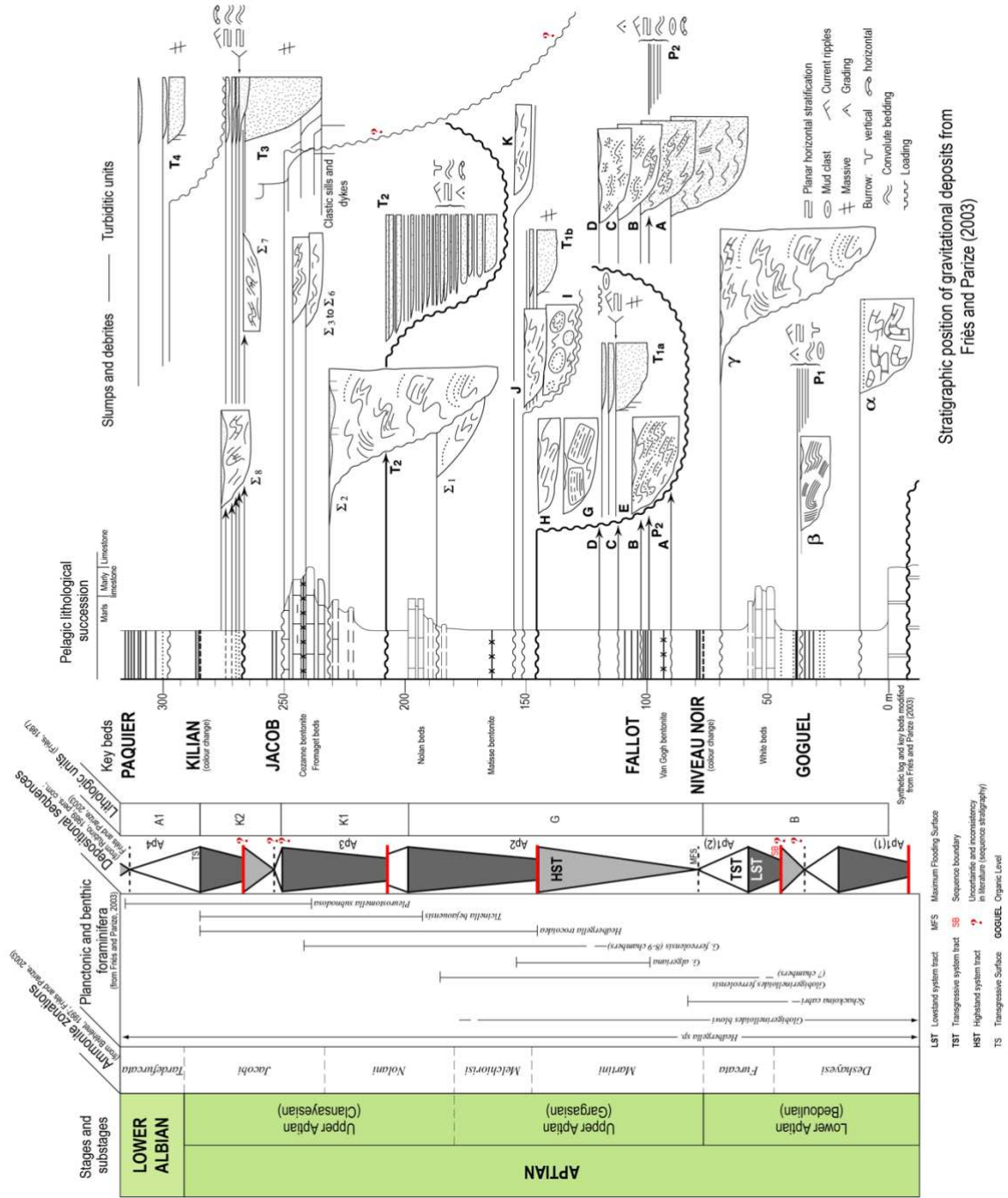


Figure 4.12 : Position des dépôts gravitaires et des séquences stratigraphiques dans l’Aptien de la formation des Marnes Bleues (modifiée d’après Friès et Parize, 2003, avec les interprétations de Rubino, 1989 ; com. pers.).

Il existe 4 ensembles de grès massifs (Fig. 4.12). Il s'agit des ensembles T1a et T1b, en relation avec les turbidites sensu Bouma (1962), et des ensembles T3 et T4 (Friès et Parize, 2003). Les grès massifs se sont mis en place via des courants de haute densité (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Ces corps sableux auraient pour origine un vannage important de la plate-forme continentale (Rubino, 1989). L'homogénéité de la texture dans les grès, et l'absence de dépôts plus fins, seraient la conséquence de la resédimentation de sables stockés plus en amont sur la plate-forme continentale, et donc préalablement triés. Des dykes et sills sableux sont observés à l'intérieur et autour des grès massifs de la formation des MB (Friès et Parize, 2003 ; Parize et al 2007 ; Monnier et al., 2015).

4.4.3. Modèle de dépôts des sédiments gravitaires sur la pente vocontienne

La pente vocontienne enregistre essentiellement des dépôts pélagiques puisque les sédiments sableux ne représentent que 10% de la formation des MB (Friès et Parize, 2003). La nature des écoulements évolue assez peu le long de la pente, ce qui démontre que c'est bien la nature du sédiment qui contrôle le type de sédiments gravitaires observés. Il y a eu de nombreux glissements gravitaires à cause de la présence de vases argilo-calcaires sur cette ancienne pente. Selon différentes classifications (voir Friès et Parize, 2003), l'ancienne marge aptienne du vocontien correspondait à un « mud-complex », avec de brefs épisodes sableux correspondant à un « sand-rich system » (dépôts gravitaires T1, T2 et T3, Fig. 4.12). Les sédiments déposés à partir d'un déplacement en masse (« mass transport complex ») sont le résultat de déstabilisation de la partie supérieure de la pente vocontienne. C'est pour cela que ces dépôts sont relativement fins (Friès et Parize, 2003). Au contraire, les intercalations sableuses indiquent un changement majeur de source sédimentaire. Les sables, stockés en amont, ont été transportés dans le bassin profond par un vannage et une érosion importante de la plate-forme continentale.

Dans le détail, il est possible de différencier ces dépôts sableux en fonction de l'efficacité des courants qui ont permis leurs dépôts (travaux de Mutti, 1979 ; voir Friès et Parize, 2003). Les turbidites sensu Bouma (1962) (P1, P2, T1b notamment) correspondent à des courants hautement efficaces. Elles occupent surtout les parties supérieures du remplissage des chenaux, et elles se sont déposées sur de plus grandes distances. Au contraire, les grès massifs correspondent à des courants de faible efficacité. Ces dépôts, très érosifs, sont présents dans la partie inférieure des chenaux et ils sont moins étendus le long de la pente vocontienne.

Le modèle de dépôt des turbidites dans le bassin vocontien diffère des modèles classiques, car ces derniers sont établis dans des bassins compressifs. Dans le cas du sud-est de la France, les déstabilisations de la pente et les épisodes d'apports détritiques sont contrôlés par la tectonique (via des séismes notamment) pour la partie distale du bassin ; et par des variations eustatiques dans la partie proximale du bassin vocontien (Rubino, 1989). La répartition verticale des sédiments gravitaires est en

relation avec les séquences stratigraphiques définies dans le bassin (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Cette répartition est discutée dans la section suivante.

4.5. Cyclicité stratigraphique de l'Aptien de la Formation des Marnes Bleues

4.5.1 Généralités

Les principaux travaux de détermination des séquences stratigraphiques dans la formation des MB ont été réalisées par Rubino (1989) et Friès et Parize (2003). A ces travaux s'ajoutent ceux de Tribovillard (1989), Bréhéret (1994), Dauphin (2002), et Ghirardi et al. (2014), sur la cyclicité astronomique des rubanements de couleurs (clair vs sombre) dans les marnes. L'Aptien de la formation des MB a été découpé en 5 séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre (Rubino, 1989, communication personnelle ; Friès et Parize, 2003, voir cette dernière publication pour plus de détails sur la nomenclature utilisée) : les séquences Ap1(1) et Ap1(2) (regroupées en une seule séquence Ap1 par Friès et Parize, 2003), suivies des séquences Ap2, Ap3 et Ap4 (Fig. 4.12). Il y a cependant des différences notables dans l'interprétation de certains niveaux et intervalles. Il est possible de présenter un modèle relativement cohérent en se basant sur ces deux travaux, qui découlent de nombreuses années d'expériences du terrain.

Afin de découper la formation des MB en séquences stratigraphiques, Rubino (1989) et Friès et Parize (2003) ont utilisé les hiatus biostratigraphiques, les niveaux d'érosions majeurs, les changements de couleurs dans les marnes, les niveaux condensés, les niveaux organiques, et l'occurrence des dépôts gravitaires. Ensuite, chaque surface d'érosion régionale a été interprétée comme une limite de séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre (SB, Fig. 4.12). Les différents faisceaux carbonatés ont été interprétés comme étant des prismes progradants de cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST, Fig. 4.12). Enfin, les niveaux condensés, correspondant à des changements de couleurs, ainsi que certains niveaux organiques, s'étendent sur les plate-formes adjacentes du bassin. Ces niveaux correspondent à des surfaces d'inondation maximum (MFS, Fig. 4.12). On peut également constater que parmi les cinq principales séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, les trois dernières sont pauvrement préservées. En effet, les différentes limites de séquence sont progressivement de plus en plus érosives. Cela marque une tendance régressive sur la marge vocontienne, aboutissant à de nombreux glissements et effondrements gravitaires.

Dans cette partie, chacune des séquences stratigraphiques est rapidement présentée, suivi de la description d'une séquence « type » de l'Aptien. Enfin, les différents travaux sur le rubanement des marnes et la cyclostratigraphie seront succinctement abordés.

4.5.2. Séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre : Ap1(1) et Ap1(2)

Cette séquence est divisée en deux séquences par Rubino (1989, com. pers.), mais la plupart des observations restent concordantes avec celles de Friès et Parize (2003).

Dans le bassin profond, la limite inférieure de cette séquence (SB) correspond à un changement important de lithologie, passant des calcaires du Bédoulien à des marnes grises (Ferry et Rubino, 1989). Cette limite est marquée par une érosion majeure à l'échelle du bassin, et par d'importants dépôts gravitaires (« mass transport complex ») (Fig. 4.12, Bréhéret, 1997 ; Friès et Parize, 2003).

Le cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST) est constitué du Faisceau Goguel et du Niveau Blanc pour Friès et Parize (2003). Cependant, le faisceau Goguel, qui correspond à l'OAE 1a, est plus souvent interprété comme s'étant déposé durant une période de transgression mondiale (MFS, Fig. 4.12, Rubino, 1989, com. pers. ; Bréhéret, 1994 ; 1997 ; Heimhofer et al., 2004 ; 2006 ; Westermann et al., 2013, Ferry, 2017). De plus, de nombreuses turbidites fines (P1, Fig. 14.2), d'extension très importantes dans le bassin, sont interlitées dans ce niveau organique (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Il y a donc une différence d'interprétation concernant le Faisceau Goguel. Il est envisageable que le Faisceau Goguel corresponde à la MFS d'une séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre (Ap1(1)), et que la limite de séquence soit située sous le Niveau Blanc (surface érosive également observée sous le Niveau Blanc par Friès et Parize, 2003). Dans ce cas-là, le Niveau Blanc correspondrait au LST de la séquence Ap1 (2).

Le cortège transgressif (TST) correspond à l'intervalle de marnes entre le Niveau Blanc et le changement de couleurs qui apparaît dans les marnes (Niveau Noir). Ce changement de couleur est visible à l'affleurement puisque les marnes grises passent au noir (Rubino, 1989 ; Bréhéret, 1997 ; Friès et Parize, 2003).

La surface d'inondation maximale (MFS) de la séquence Ap1(2) correspond à l'apparition de ce Niveau Noir (Fig. 4.12). Ces marnes noires, qui débordent sur la plate-forme, contiennent de nombreuses ammonites et seraient légèrement plus riches en MO (Rubino, 1989).

Le cortège sédimentaire de haut niveau marin (HST) est formé par des marnes grises contenant de nombreux slumps, qui permettent l'apport de matériel provenant de la plate-forme externe du bassin. Dans la région de Crest, il est observé une progradation de la plate-forme de plus de 10 km en direction du bassin (Friès et Parize, 2003). Il existe également un intervalle contenant des horizons riches en MO (Bréhéret, 1994 ; 1997) : le Faisceau Fallot (Fig. 4.12). Ce dernier est interlité avec des slumps et des fines turbidites (P2).

4.5.3. Séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre Ap2

La limite inférieure (SB) de cette séquence est marquée par une surface d'érosion importante (Fig. 4.12). De nombreuses petites séquences stratigraphiques de plus hautes résolutions composent le cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST). Il est composé de slumps marneux, de turbidites, de grès massifs, ces derniers faisant leur apparition dans le bassin (Fig. 4.12). Ces sédiments marquent la mise en place de chenaux et de dépôts de levée de chenaux (Rubino, 1989). La fin du LST est caractérisée dans cette séquence par les bancs carbonatés du Faisceau Nolan.

Les marnes présentes au-dessus du faisceau Nolan correspondent au cortège transgressif (TST).

4.5.4. Séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre Ap3

Cette séquence débute par une surface érosive, qui est scellée dans la partie proximale du bassin par les grès massifs T2 (Fig. 4.12, Rubino, 1989).

Le cortège sédimentaire de bas niveau marin (LST) se caractérise par des dépôts de marnes et par une grande instabilité de la pente (nombreux slumps). Par exemple, le slump $\Sigma 2$ (Figs. 4.6, 4.12) est le slump le plus étendu dans le bassin vocontien (environ 1500 km², Friès et Parize, 2003). Les calcaires du Faisceau Fromaget marquent le prisme progradant de la fin du cortège de bas niveau marin.

Selon Friès et Parize (2003), les cortèges de dépôts suivants ont été érodés par la limite de séquence suivante. Mais, pour Rubino (1989, com. pers.), le Niveau Jacob correspond à une surface d'inondation maximale (MFS), et les 35 m de marnes sus-jacentes seraient le cortège sédimentaire de haut niveau marin (HST) de la séquence Ap3. En effet, la limite de séquence serait bien au-dessus du niveau Jacob, et correspondrait aux grès massifs T3 (Fig. 4.12). Les observations de Rubino (1989, com. pers.) semblent plus cohérentes car la surface érosive sous-jacente au Niveau Jacob n'est que très rarement observée, et jamais avec une telle amplitude (Rubino, com. pers.). De ce fait, le Niveau Jacob est considéré comme étant la MFS de la séquence Ap3 (Fig. 4.12).

4.5.5. Séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre Ap4

La limite de cette séquence serait d'origine tectonique (Friès et Parize, 2003, et références citées dedans). En effet, cette discontinuité peut éroder une partie très importante de la série aptienne des MB (Fig. 4.12).

Au-dessus, les cortèges de bas niveau marin et transgressif (LST et TST) sont indifférenciés, dans un intervalle composé du Niveau Kilian et de grès massifs épais et très érosifs (Friès et Parize, 2003). Le niveau Kilian est très probablement situé dans le cortège transgressif de la séquence Ap4 (Fig. 4.12, Rubino, 1989, com. pers.).

La surface d'inondation maximale de cette séquence (MFS) correspond au Niveau Paquier (Rubino, 1989, com. pers.). Ce niveau, corrélable de façon presque centimétrique à l'échelle du bassin (Bréhéret, 1997), correspond à l'enregistrement d'un épisode transgressif début Albien (OAE 1b, Bréhéret, 1994). Le cortège sédimentaire de haut niveau marin (HST) est caractérisé par plusieurs dizaines de mètres de marnes et de fines turbidites rétrogradantes sur la pente vocontienne (Rubino, 1989).

4.5.6. Séquence stratigraphique de 3^{ième} ordre « idéale »

Les limites de séquences (SB) sont très bien marquées dans le bassin. Elles sont également très érosives, ce qui explique l'absence fréquente des cortèges transgressifs et de haut niveau marin (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003), et ce qui est cohérent avec la fermeture progressive du bassin Vocontien durant l'Aptien (Friès et Parize, 2003 ; Ferry, 2017).

Les cortèges sédimentaires de bas niveau marin sont logiquement les mieux préservés dans le Bassin Vocontien (bassin profond). Il est observé dans les LST deux agencements lithologiques, en fonction de la séquence et de la position dans le bassin. Ainsi, il est toujours décrit un système gravitaire au-dessus de la SB. La géométrie de ce système peut être variable (Fig. 4.13). Dans le modèle proposé par Rubino (1989), il s'agit souvent à la base de grès massifs, recouverts par des fines turbidites, qui forment un complexe de chenaux et levées. Cependant, les parties inférieures de LST peuvent également être composées de nombreux slumps marneux (Fig. 4.13)

Le prisme sédimentaire progradant marquant la fin du cortège de bas niveau marin est composé d'argiles ou de marnes, avec la présence à son sommet de bancs de carbonates ou de carbonates silteux (Fig. 4.13, Rubino, 1989). Sur la coupe de Serre-Chaitieu, il a été proposé qu'un de ces bancs de carbonates (Niveau Blanc) soit en réalité une calciturbidite (Ghirardi et al., 2014). Ce prisme sédimentaire peut être remanié par des glissements le long de la pente vocontienne (Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Les LST sont donc marqués par un enrichissement progressif en carbonates. Cela s'explique par le fait que : 1) la zone de production des carbonates est limitée au bassin du fait du bas niveau marin (Ferry, 1991) ; 2) la production carbonatée des plate-formes est plus facilement exportée vers le bassin durant la progradation tardi-LST ; et 3) durant la fin du LST, les systèmes turbiditiques sont moins présents, marquant une diminution des apports clastiques, et donc un enrichissement relatif en carbonate du prisme progradant. Le cortège transgressif (TST) est peu épais, et principalement composé de marnes (Fig. 4.13). Il est cependant possible d'y observer un niveau organique (Niveau Kilian). La surface d'inondation est marquée par des marnes beaucoup plus noires (Faisceau Goguel, Niveau Noir, Niveau Jacob et Niveau Paquier ; Rubino, 1989). Le cortège sédimentaire de haut niveau marin, quand il est présent, est constitué de marnes, de slumps marneux, et de fines turbidites (Friès et Parize, 2003). Il peut également contenir des horizons noirs (Faisceau Fallot, Fig. 4.13).

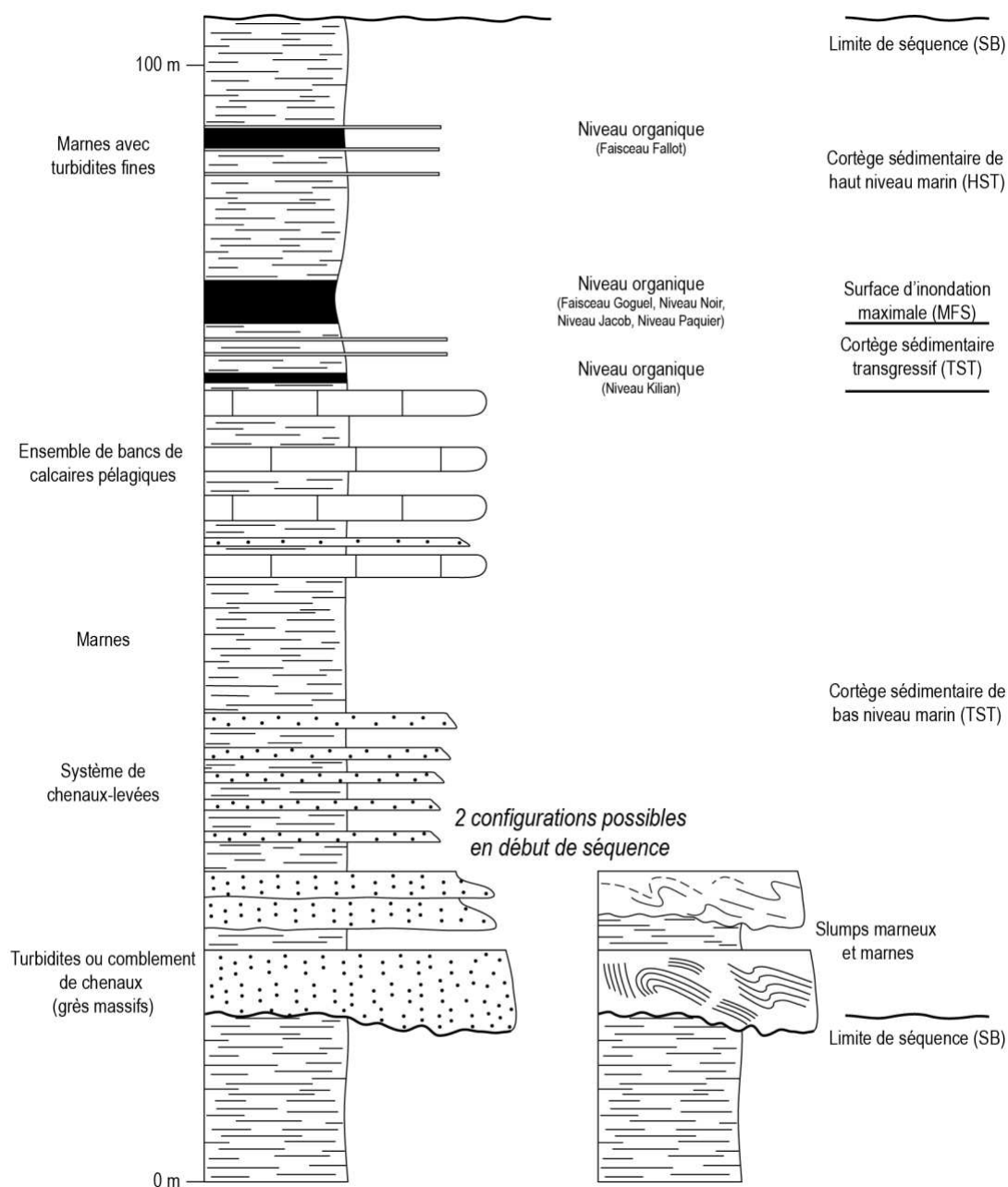


Figure 4.13 : Séquence stratigraphique de 3^{ème} ordre « idéale » (modifiée d'après Rubino, 1989 ; Friès and Parize, 2003)

4.5.6. Rubanement et cyclostratigraphie

Le rubanement des marnes (sombre versus clair) dans la formation des MB a été étudié dans le cadre de deux thèses. Ces travaux traitent notamment des types de rubanements observés (Dauphin, 2002) et de l'origine climatique de ces rubanements (Tribovillard, 1989). Ces rubanements ont été regroupés en motifs par Dauphin (2002). Parmi ces motifs, on distingue le motif élémentaire (un couple, ruban sombre – ruban clair), et des motifs plus complexes (doublets ou triplets). Ces motifs sont ensuite rassemblés par paquet (différentes associations possibles, voir Dauphin, 2002, pour plus de détails). Les paquets,

corrélabiles entre différentes coupes préservées dans le bassin, seraient l'expression de cycles astronomiques de 100 ka (excentricité). Dans le détail, les rubans sombres sont légèrement plus riches en kaolinite et en matière organique d'origine terrestre que les rubans clairs (Tribovillard, 1989). Ce rubanement serait donc d'origine climatique. Les rubans sombres seraient les témoins de périodes à plus forts apports continentaux, découlant de conditions climatiques plus chaudes et humides (Tribovillard, 1989).

La cyclostratigraphie (travaux de Dauphin, 2002 ; Ghirardi et al., 2014) permet de « chronométrer » les séquences stratigraphiques décrites auparavant. Par exemple, à partir de 9 coupes bien préservées dans le Bassin Vocontien, un log synthétique a été construit par Dauphin (2002, Fig. 4.6). Chacune des coupes est utilisée pour calculer la durée d'un intervalle, qui est censé être complet. Ces intervalles de temps sont bien sûr comparés avec les données de biostratigraphie. Ainsi, à partir des comptages du rubanement dans les marnes, il est possible de proposer une durée pour les trois premières séquences stratigraphiques de l'Aptien (Dauphin, 2002) : 1) Ap1 : 3,8 Ma (qui correspond en réalité à deux séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre, Ap1 (1) et Ap1 (2), voir précédemment) ; Ap2 : 2 à 2,1 Ma ; Ap3 : 2,2 Ma. Des travaux de cyclostratigraphie plus récents ont permis de démontrer, sur la coupe de Serre-Chaitieu, que la méthode utilisée par Dauphin (2002) est relativement robuste. En effet, à partir de données de susceptibilité magnétique et de gamma-ray, une durée d'enregistrement sédimentaire de 2,49 Ma a été calculée (Ghirardi et al., 2014). Pour le même intervalle, les travaux de Dauphin (2002) donnent environ une durée de 2,8 Ma. Ainsi, la méthode terrain (comptage des rubanements, calculs des motifs) utilisée par Dauphin (2002) donne des résultats satisfaisants pour calculer des intervalles de temps dans l'Aptien des Marnes Bleues. En partant du principe que la séquence Ap1 correspond à deux séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre (voir précédemment), il apparaît que chacune des séquences a une durée d'environ 2 Ma. Ces estimations (~ 2 Ma) sont relativement proches de celles proposées par Boulila et al. (2011) pour les séquences stratigraphiques de 3^{ième} ordre durant le Mésozoïque (~ 2,4 Ma). Il est possible que les estimations pour les séquences des MB soient un peu inférieures à cause des nombreux glissements gravitaires dans la formation. Si ces glissements gravitaires ne concernent que des marnes, il est très difficile de voir la surface de décollement à l'affleurement (contact marnes sur marnes).

5. Intérêts de la formation des Marnes Bleues

Contrairement au travail sur les séries jurassiques du Bassin Subalpin (formation des Terres Noires), les objectifs concernant les MB seront axés sur des objets de petites tailles. Des analyses ciblées dans la formation des MB sont rendues possibles grâce aux nombreux travaux existants, et, remis dans le contexte des problématiques de la thèse, les MB possèdent plusieurs objets intéressants.

Tout d'abord, plusieurs niveaux organiques sont présents dans la formation. Ces niveaux montrent des mécanismes de formation particuliers d'après les précédentes études (Tribovillard et Gorin, 1991 ;

Bréhéret, 1994, 1997 ; Erbacher, 1998 ; Friedrich et al., 2003 ; Herrle et al., 2003, 2010 ; Heimhofer et al., 2006), et ils sont inclus dans un cadre stratigraphique bien défini (Rubino, 1989 ; com. pers., Friès et Parize, 2003). De plus, ces niveaux organiques seraient composés de MO d'origines différentes (marine, mixte et terrestre), et ils ont l'avantage d'être corrélés avec leurs équivalents téthysiens (travaux de Coccioni et al., 2006 ; Sabatino et al., 2015). En effet, certains niveaux organiques correspondent à des OAEs : l'OAE 1a (Faisceau Goguel) et l'OAE 1b (Niveau Kilian, Jacob et Paquier). Ces événements globaux ont affecté tout le domaine téthysien, mais l'expression sédimentaire de ces OAEs semblent varier en fonction des bassins (Trabucho Alexandre et al., 2011 ; Föllmi et al., 2012 ; Sabatino et al., 2015).

Les niveaux organiques montrent également des enrichissements en smectite (Bréhéret, 1997), et il est donc intéressant d'étudier cette possible relation dans la formation. Les argiles des MB enregistrent majoritairement le signal détritique, et, que ce soit pour l'étude de la MO ou du cortège argileux, la diagenèse a seulement eu un impact faible sur les sédiments (Deconinck, 1984 ; Deconinck et al., 1985 ; Bréhéret, 1997).

Un des avantages de la formation des MB est la cartographie des dépôts gravitaires. Les principaux niveaux de slumps, de turbidites sensu Bouma (1962), et de grès massifs sont cartés avec précision par Friès et Parize (2003). Le Faisceau Goguel et le Faisceau Fallot sont les deux seuls niveaux organiques interlités avec des fines turbidites (P1 et P2, Rubino, 1989 ; Friès et Parize, 2003). Bien que Bréhéret (1997) différencie totalement la formation du Faisceau Goguel et des turbidites P1, Friès et Parize (2003) émettent l'hypothèse que le Faisceau Goguel soit un sapropèle formé en relation avec un processus gravitaire.

6. Références

- Aboussouan, M.T., 1963. Contribution à l'étude sédimentologique et paléocéanographique des terrains aptiens et albiens de la Provence aux Baronnies. Ph.D. thesis. University of Marseille. 95-164.
- Ando, T., Sawada, K., Okano, K., Takashima, R., Nishi, H., 2017. Marine primary producer community during the mid-Cretaceous oceanic events (OAEs) 1a, 1b and 1d in the Vocontian Basin (SE France) evaluated from triaromatic steroids in sediments. *Organic Geochemistry* 106, 13-24.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., 1991. Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 535-545.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Charollais, J., Conrad, M.A., Cotillon, P., Ferry, S., Masse, J.P., Peybernès, B., 1979. Paléogéographie des calcaires urgoniens du sud de la France. *Geobios* 12, 363-383.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Schlanger, S.O., 1985. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present. In: Sundquist, E.T., Broecker, W.S. (Eds.) *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂*. Monographs of the American Geophysical Union 32, 504-529.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO ASI Series C 304, 75-119.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 261-308.
- Beaudoin, B., Friès, G., 1984. Phénomènes de resédimentation. Crétacé inférieur subalpin. 5^{ième} Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n°6, 51 pp.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R., Cabrol, C., 1986. Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *CR Acad. Sci. Paris* 303, 713-718.
- Bodin, S., Godet, A., Westermann, S., Föllmi, K.B., 2013. Secular change in northwestern Tethyan water-mass oxygenation during the late Hauterivian-early Aptian. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 121-131.
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change* 133, 238-253.
- Boillot, F., Coulon, C., 1998. La Déchirure Continentale et l'Ouverture Océanique. *Géologie des marges passives*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 208 pp.
- Bottini, C., Erba, E., 2018. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past Discussions* 1-23.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach of facies interpretation. Ph.D. thesis. University of Utrecht. Elsevier Publishers, Amsterdam, 168 pp.
- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D.J., Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M.S., Sager, W.W., Sliter, W.V., Stein, S. (Eds.) *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Geophysical Monograph Series 77, 5-37, AGU, Washington, D.C.
- Bréhéret, J.G., 1994. The Mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian Zone of the French Southeast Basin. In: Mascle, A. (Eds) *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Special Publication EAPG 4*, 295-320.
- Bréhéret, J.G., 1997. L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. Ph.D. thesis. University of Tours, France. Publication Société Géologique du Nord 25, 614 pp.
- Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (Sud-Est de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* 315, 861-866.
- Coccioni, R., Luciani, V., Marsili, A., 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 66-92.
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.-C., Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 106, 183-192.
- Cotillon, P., Banvillet, M., Gaillard, C., Groshény, D., Olivero, D., 2000. Les surfaces à *Rhizocorallium* de l'Aptien inférieur sur la bordure méridionale du bassin vocontien (France Sud-Est), marqueurs de dynamiques locales ; leur relation avec un événement anoxique global. *Bull. Soc. géol. Fr.* 171, 229-238.
- Dauphin, L., 2002. Litho-, bio- et chronostratigraphie comparées dans le bassin vocontien, à l'Aptien. Ph.D. thesis. University of Lille I, France, 516 pp.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire B.R.G.M.*, 614 pp.

- Deconinck J.F., 1987. Minéraux argileux des faciès purbeckiens: Jura suisse et français, Dorset (Angleterre) et Boulonnais (France). *Annales de la Société Géologique du Nord* 56, 285-297.
- Deconinck J.F., Beaudoin B., Chamley H., Joseph P. et Raoult J.F., 1985. Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 26, 311-320.
- Deconinck, J.-F., 1984. Sédimentation et diagénèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura meridional et le domaine subalpine (France Sud-Est) ; comparaison avec le domaine Atlantique Nord. Ph.D. thesis. University of Lille, 150 pp.
- 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. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 26, 321-330.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars Publications, Paris, 307 pp., 14 maps, 1 pl.
- Erbacher, J., Gerth, W., Schmiedl, G., Hemleben, C., 1998. Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research* 19, 805–826.
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D., Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the cretaceous period. *Nature* 409, 325–327.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. l'Inst. Fr. Pétrol.* 40, 563-579.
- Ferry, S., 1999. Apports des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In “Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, 20-21 octobre 1997. EDP Sciences, Paris, 63-91.
- Ferry, S., 1991. Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géologie Alpine H.S* 18, 47–99.
- Ferry, S., 2017. Summary on Mesozoic carbonate deposits of the Vocontian Trough (Sub-alpine Chains, SE France). In: Granier, B. (Ed) Some key Lower Cretaceous sites in Drôme (SE France), *Carnets de Géologie*, Madrid, CG2017_B01, 9-42.
- Ferry, S., Flandrin, J., 1979. Mégabèches de résédimentation, lacunes mécaniques et pseudo“hard-grounds” sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine* 55, 75–92.
- Flandrin, J., 1963. Remarques stratigraphiques, paléontologiques et structurales sur la région de Séderon. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* 272, 815-845.
- Föllmi, K.B., (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35, 230–257
- Föllmi, K.B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorous burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* 23, 859-862.
- Friedrich, O., Reichelt, K., Herrle, J.O., Lehmann, J., Pross, J., Hemleben, C., 2003. Formation of the Late Aptian Niveau Fallot black shales in the Vocontian Basin (SE France): Evidence from foraminifera, palynomorphs, and stable isotopes. *Marine Micropaleontology* 49, 65–85.
- Friès, G. and Parize, O., 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology* 50 (6), 1231-1270.
- Friès, G., 1987. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomani. Ph.D. thesis. University of Paris 6, France. *Mémoire des Sciences de la Terre ENS Mines Paris* 4, 370 pp.
- Ghirardi, J., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Martinez, M., Bruneau, L., Amiotte-Suchet, P., Pucéat, E., 2014. Multi-proxy orbital chronology in the aftermath of the Aptian Oceanic Anoxic Event 1a: Palaeoceanographic implications (Serre Chaitieu section, Vocontian Basin, SE France). *Newsletters on Stratigraphy* 47 (3), 247-262.
- Gignoux, M., 1925. *Géologie Stratigraphique*. Masson et Cie, Paris.
- Graciansky, P.C de, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4 (5), 733-737.
- Guérin, S., 1981. Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages DSDP de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. Unpublished report, University of Nice, 198 pp.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113, 44–58.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C.D., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P.-C.D., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60, Charts 1-8.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Andersen, N., Weissert, H., 2004. Absence of major vegetation and palaeoatmospheric pCO_2 changes associated with oceanic anoxic event 1a (Early Aptian, SE France). *Earth Planetary Science Letters* 223, 303–318.

- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Weissert, H., 2006. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 93–109.
- Herrle, J.O., Kössler, P., Bollmann, J., 2010. Palaeoceanographic differences of early Late Aptian black shale events in the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 367–376.
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Köbler, P., Hemleben, C., 2003. Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: Evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 399–426.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1992. Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bulletin de la société géologique de France* 163, 147–158.
- Hu, G., Hu, W., Cao, J., Yao, S., Liu, W., Zhou, Z., 2014. Fluctuation of organic carbon isotopes of the Lower Cretaceous in coastal southeastern China: Terrestrial response to the Oceanic Anoxic Events (OAE1b). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399, 352–362.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A., Herbert, T., 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology* 38 (10), 899–902.
- Husson, E., 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification - Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Ph.D. thesis. University of Montpellier, France. 326 pp.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., 1989. Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *CR Acad. Sci. Paris* 309, 1031–1038.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17.
- Levert, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, 1029–1038.
- Malinverno, A., Erba, E., Herbert, T.D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli level) in the Cismontane APTICORE. *Paleoceanography* 25, PA2203
- Masse, J.-P., Bouaziz, S., Amon, E.O., Baraboshin, E., Tarkowski, R.A., Bergerat, F., Sandulescu, M., Platel, J.P., Canerot, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ziegler, M., Rimmelé, G., Charrat, F., Faure-Muret, A., Ivanik, M., Jabaloy, A., Lamarche, J., Le Nindre, Y.M., Lewy, Z., Nikishin, A.A., Plotnikova, L., Vaslet, D., 2000. Early Aptian (112–114 Ma), map 13. In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds) *Atlas Peri-Tethys: palaeoenvironmental maps, Explanatory notes*, Paris, 268pp.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : revision du concept d'isthme durancien. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 18, 49–66.
- Millot G., 1964. *Géologie des argiles*. Paris, Masson, 499pp. English translation 1970, *Geology of Clays*. Springer, New York, 429 pp.
- Monnier, D., Gay, A., Imbert, P., Cavailles, T., Soliva, R., Lopez, M., 2015. Sand injectites network as a marker of the palaeo-stress field, the structural framework and the distance to the sand source: Example in the Vocontian Basin, SE France. *Journal of Structural Geology* 79, 1–18.
- Mutti, E., 1979. Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: Homewood, P. (Ed) *Sédimentation détritique (Fluviale, Littorale et Marine)*. Inst. Geol. Univ. Fribourg Spec. Publ., 353–419.
- Parize, O., 1988. Sills et dykes gréseux sédimentaires : paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction. Ph.D. thesis. ENS Mines Paris and University of Lille I, 333 pp.
- Parize, O., Beaudoin, B., Eckert, S., Hadj-hassen, F., Tijani, M., de Fouquet, C., Vandromme, R., Friès, G., Schneider, F., Su, K., Trouiller, A., 2007. The Vocontian Aptian and Albian Syndepositional Clastic Sills and Dikes: A Field-based Mechanical Approach to Predict and Model the Early Fracturing of Marly-limy Sediments. Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Memoir* 87 163–172.
- Quesne, D., 1998. Propositions pour une nouvelle interprétation séquentielle du Vercors méridional, à l'échelle de la parasequence. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 537–546.
- Ricou, L.E., Lamotte, F. de, 1986. Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes-Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys. Paris* 27 (3-4), 237–245.
- Rubino, J.-L., 1981. Les grès apto-albiens du bassin vocontien et de sa bordure occidentale. Unpubl. Dipl. Etud. Approf. University Lyon, 33 pp.
- Rubino, J.-L., 1989. Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In: Ferry, S. and Rubino, J.-L. (Eds) *Mesozoic Eustasy on Western Tethyan Margins. Post-Meeting Field Trip in the "Vocontian Trough"*. ASF, Publ. Spéc. 12, 28–45.

- Sabatino, N., Coccioni, R., Salvagio Manta, D., Baudin, F., Vallefucio, M., Traina, A., Sprovieri, M., 2015. High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian-early Albian oceanic anoxic event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426, 319–333.
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., Bonsignore, M., Del, M., Tancredi, V., Sprovieri, M., 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 495, 163–170.
- Sanfourche, J., Baudin, F., 2001. La genèse des événements anoxiques de la période moyenne du Crétacé. Examen de l'hypothèse du mécomictisme océanique, *Ann. Soc. Geol. du Nord*, T. 8 (2e série), 107-119.
- Souquet, P., 1978. Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7 (5), 711-712.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159-204.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2012. Late Barremian-Early Aptian paleoenvironmental change: the Cassis-La Bédoule section (SE France). *Cretaceous Research* 37, 209-222.
- Tejada, M.L.G., Katsuhiko, S., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T., Tatsumi, Y., 2009. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology* 37, 855–858.
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G.A., van der Zwan, K.J., van de Wal, R.S.W., Dijkstra, H.A., DE BOER, P.L., 2010. The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs. *Paleoceanography* 25, PA4201.
- Trabucho Alexandre, J.T., Van Gilst, R.I., Rodríguez-López, J.P., De Boer, P.L., 2011. The sedimentary expression of oceanic anoxic event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology* 58, 1217–1246.
- Tribovillard, N., 1989. Contrôles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Ph.D thesis. University of Lyon, France. 110 pp.
- Tribovillard, N.P., Gorin, G.E., 1991. Organic facies of the early Albian Niveau Paquier, a key black shales horizon of the Marnes Bleues formation in the Vocontian Trough (Subalpine Ranges, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85, 227–237.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 p.
- Van Buchem, F.S., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J., Yose, L.A., 2010. Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian – Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. *GeoArabia Special Publication* 4, 9–48.
- Weissert, H., 1990. Siliciclastics in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans: documents of periodic greenhouse climate conditions. *Memorie – Società Geologica Italiana* 44, 59-69.
- Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society* 161, 695–702.
- Westermann, S., Stein, M., Matera, V., Fiet, N., Fleitmann, D., Adatte, T., Föllmi K.B., 2013. Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the early Aptian oceanic anoxic event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 121, 467-486.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petrol. Mij., Den Haag, 239 pp.

Chapitre 5 – Distribution hétérogène de la matière organique lors d'un évènement anoxique global dans un bassin hémipélagique : exemple du Faisceau Goguel (OAE 1a) du Bassin Vocontien, France

Avant-propos

Ce chapitre se concentre sur un niveau organique particulier de la formation des Marnes Bleues : le Faisceau Goguel, correspondant à un évènement anoxique global du début de l'Aptien dans la Téthys. Ce dépôt organique nous a paru intéressant car il est décrit comme étant riche en matière organique (MO), mais aussi parce qu'il est presque toujours interstratifié avec des turbidites à l'affleurement. Ainsi, le Faisceau Goguel pouvait peut-être contenir de la MO terrestre transportée par des courants turbiditiques.

Le Faisceau Goguel a été échantillonné durant 3 campagnes de terrain. Tout d'abord, nous avons échantillonné la coupe de Saint-Jaume et Notre-Dame (localisations sur la [Fig. 5.1B](#)). Les premiers résultats se sont avérés très surprenants pour un évènement « anoxique » : d'après les biomarqueurs, la MO était d'origine marine, mais surtout, les teneurs en carbone organique total (COT) étaient relativement faibles (~ 1 wt%) et la géochimie inorganique indiquait des conditions de dépôt oxygénées. Dans un second temps, afin d'aller chercher un enregistrement organique mieux « préservé », nous avons échantillonné la coupe distale de Glaise. Le niveau est interstratifié avec des turbidites distales très fines, mais, d'après la littérature, le contenu organique du Faisceau Goguel pouvait être élevé. Encore une fois, les résultats se sont montrés surprenants, puisque seulement un échantillon montre un COT supérieur à 1 wt%, et comme pour les coupes proximales, les éléments redox affichent des conditions de dépôt oxiques.

Finalement, en discutant avec Jean-Loup Rubino lors d'une réunion en début de dernière année de thèse, il m'avait fait part de son scepticisme sur le fait que les conditions de dépôt du Faisceau Goguel aient été anoxiques, puisque celui-ci contient de nombreuses turbidites. De cette discussion est venue l'idée d'échantillonner la coupe de Sauzeries, qui est une des rares coupes du Bassin Vocontien à contenir le Faisceau Goguel dépourvu de sédiments gravitaires.

Après le résumé en français, le chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique. A la suite du chapitre, il est discuté succinctement des résultats dans le cadre des problématiques de la thèse.

Résumé

La Téthys a été impactée par de courtes périodes durant lesquelles l'océan fut faiblement oxygéné : les événements anoxiques (OAEs), caractérisés par une excursion isotopique du $\delta^{13}\text{C}$. Durant le Mésozoïque, un des événements anoxiques les plus importants fut l'OAE 1a (début Aptien), aussi connu sous le nom de Livello Selli ou de Faisceau Goguel dans les bassins européens. Le Faisceau Goguel s'est déposé dans le Bassin Vocontien en France, bassin hémipélagique qui était une apophyse de l'océan téthysien. Malgré le fait que le Faisceau Goguel soit bien décrit dans la littérature, l'environnement de dépôt de cet équivalent de l'OAE 1a est mal compris. Ce travail a pour but d'améliorer la compréhension des conditions de formation de ce niveau géologique historique, en utilisant une approche multi-paramètres sur quatre coupes du Bassin Vocontien (Rock Eval, minéralogie des argiles, granulométrie laser, géochimie inorganique et biomarqueurs moléculaires). Durant ce travail, ont été étudiées deux coupes proximales et deux coupes distales, dont trois coupes où le Faisceau Goguel est interstratifié avec des dépôts turbiditiques.

Au regard des conditions de dépôt présentées dans la littérature pour ce niveau organique, les résultats ont montré deux surprises : 1) l'homogénéité des conditions redox dans le bassin, qui étaient oxiques à suboxiques ; et, 2) les faibles teneurs en MO (COT ~ 1 wt%) dans les 3 coupes où le Faisceau Goguel est interstratifié avec des turbidites. Au contraire, la coupe distale, condensée, montre les plus fortes teneurs en MO (COT > 3 wt%). De plus, la présence de gammacerane et de dérivés d'isoréniératène dans la coupe distale permet de proposer que la colonne d'eau était périodiquement stratifiée, avec une hypoxie de la zone photique et une faible oxygénation des eaux profondes. La stratification ne fut pas la conséquence d'une forte productivité primaire marine, mais plutôt : 1) d'un faible renouvellement des eaux profondes du bassin ; 2) des très fortes températures des eaux de surface durant le début de l'Aptien ; et, 3) des apports de masses d'eau possiblement appauvries en oxygène dissous et en métaux traces. Les apports turbiditiques, en plus d'avoir dilué la MO dans les sédiments et rompu la stratification de la colonne d'eau dans les zones proximales du bassin, ont pu ventiler les eaux du fond du bassin et reminéraliser la MO contenue dans les sédiments sous-jacents, même dans les zones distales où les conditions étaient réductrices. Dans les zones dépourvues d'apports turbiditiques, la condensation sédimentaire et les conditions dysoxiques à anoxiques ont favorisé la préservation et la concentration de la MO.

Heterogeneous record of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) in a diverticulum of the Tethys: the French Vocontian Basin

Alexis Caillaud¹, Melesio Quijada¹, Bastien Huet¹, Jean-Yves Reynaud¹, Armelle Riboulleau¹, Viviane Bout-Roumazielles¹, François Baudin², Anthony Chappaz³, Thierry Adatte⁴, Jean-Noël Ferry⁵, Nicolas Tribouvillard¹

¹Laboratoire d'Océanologie et Géosciences, UMR 8187 LOG CNRS-Université de Lille -ULCO, France

²Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, ISTEP, 75005, Paris, France

³Department of Earth and Atmospheric Sciences, Central Michigan University, Mount Pleasant, MI, USA

⁴Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

⁵TOTAL S.A., CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France

Key words: Early Aptian; organic matter; geochemistry; grain-size; clay minerals; turbidites; organic matter dilution;

Abstract

The Tethys Ocean was impacted by several short-lived intervals during which the ocean was oxygen-depleted: the Oceanic Anoxic Events (OAEs). These events are identified by a specific isotopic signature, namely, marked $\delta^{13}\text{C}$ excursions. During the Mesozoic, one of the most important events was the OAE 1a (Early Aptian), also known as the Selli Level or even the Goguel Level in the European basins. The Goguel Level was deposited in the French Vocontian Basin, i.e., a semi-enclosed basin connected to the Tethys Ocean. Although the Goguel Level is well described in the literature, the depositional conditions of this OAE 1a time-equivalent are not well constrained. The present study aims at updating our understanding of the depositional conditions of this historical level using an integrated approach (Rock Eval, clay-mineral assemblages, grain-size, inorganic geochemistry and molecular biomarkers), applied on four sections in the Vocontian Basin. Two proximal sections and two distal ones were studied, the Goguel Level being perturbed by turbiditic deposits in three of the sections.

Regarding the episode of deposition of the Goguel Level, the results show two unexpected results: 1) the homogeneity of the redox status of the basin that experienced oxic to suboxic conditions according to the trace-element distribution; and 2) the low organic matter contents (TOC ~ 1 wt%) in the three sections where turbiditic deposits are interbedded within the Goguel Level. On the contrary, the distal condensed section exhibits the highest organic matter contents (TOC >3 wt%). In addition, the presence of gammacerane and isorenieratene derivatives in the distal sections allows to propose that the water-

column was intermittently stratified, with hypoxia developing in the photic surface-water, and oxygen-restricted sea-bottom. This stratification did not result from strong surface productivity, but more likely from: 1) limited renewal of deep-water in the basin; 2) strong surface-water paleotemperatures during the Early Aptian, and 3) the influx of waters possibly depleted in some trace metals and dissolved oxygen into the basin. The turbiditic inputs, in addition to organic-matter dilution in the sediments and rupture of the water-column stratification in the proximal areas, ventilated the sea-bottom, re-oxidizing the sediment-water interface and underlying sediment, even in the distal sections where reducing conditions were prevailing. In the area deprived of turbiditic inputs, sedimentary condensation coupled to low-oxygen conditions furthered organic matter preservation and concentration.

On that account, even if the isotopic disturbance associated to the OAE 1a was recorded in the Vocontian Basin, the historical Goguel Level did not correspond to the classical depositional model observed in the other basins of the Tethyan realm.

1. Introduction

The Tethyan realm experienced several episodes of large-scale events, called OAEs for oceanic anoxic events (Schlanger and Jenkyns, 1976; Jenkyns, 2010). These events have been extensively studied since at least three decades because such generalized situations are somewhat puzzling and fascinating, and one can wonder whether they could happen again. This question is all the more relevant that some “dead zones”, that is, oxygen-deprived and thence life-deprived zones, are developing in today’s oceans, and present-time climate evolution could provoke some decrease in the intensity of the thermohaline circulation. With so much attention from geoscientists, the record of the OAEs is known with more and more detail and the results indicate that the marine environments underwent contrasted situations during episodes of OAEs, and considering that (almost) all bottom environments were submitted to anoxia would be now by far over-simplistic (Ruvalcaba-Baroni et al., 2013; Westermann et al., 2013; Westermann et al., 2014; Giorgioni et al., 2015; among others).

During the Jurassic and Cretaceous times, the Vocontian Basin, a.k.a. Vocontian Trough or Subalpine Basin, experienced a long-lasting phase of pelagic and hemi-pelagic sedimentation, markedly tuned orbital Milankovitch cyclicities. It means that depositional conditions were quiet enough to record subtle variations. Thus the Vocontian Basin was an accurate recorder of paleoenvironmental conditions, suitable to examine episodes of OAE recorded in the marlstone and limestone-dominated successions of deposition through the Mesozoic (Bréhéret, 1994; 1997).

In this paper, we focus onto the OAE 1a event; the corresponding deposits are termed Niveau Goguel or Goguel Level in the Vocontian Basin (Bréhéret, 1997) and they are termed Livello Selli or Selli Level in the Marche-Umbria Basin of present-time Italy (Coccioni et al., 1987). The Goguel Level has already been studied but most often in the recent literature (see below), the studied sections in the basin are limited to one or two sections being compared to lateral equivalent in other settings or locations of the

Tethys (Switzerland, Italy, ...). Here we explore the Goguel Level through four sections in the Vocontian Basin, using a multi-parameter approach combining field observation, organic and inorganic geochemistry, grain-size of the non-carbonate fraction, and clay-mineral assemblage identification. We examine sections located in contrasted paleo-settings to give a general view of the way the OAE 1a was recorded in a basin that was once a diverticulum of the Tethys Ocean.

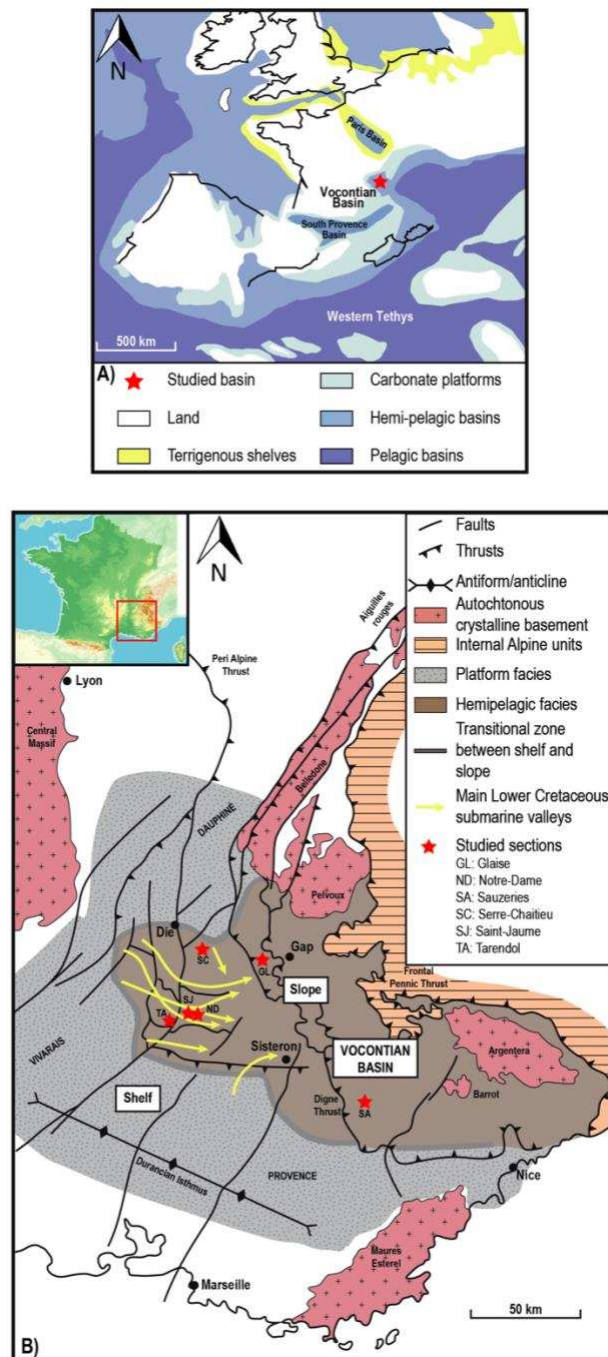


Figure 5.1: A) Aptian paleogeographical map of the western Tethys (in Stein et al., 2012, modified from Masse et al., 2000); B) Map of the geological context of the Vocontian Basin during the Aptian times. The regional settings, main platform limits, submarine valleys and studied sections are display (modified from Friès and Parize, 2003).

2. General considerations about the Early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a)

The Mesozoic was impacted by several major perturbations of the ocean-atmosphere system recorded in the Tethyan ocean: the “Oceanic Anoxic Events” (OAEs, Schlanger and Jenkyns, 1976; Jenkyns, 2010). Lasting a relatively short-lived interval (<1 My), the OAEs were characterized by: 1) intense greenhouse climatic conditions; 2) oxygen depletion (reaching anoxic-euxinic conditions) in the marine intermediate and/or bottom water-masses, and, 3) deposition of organic-rich sediments (shales and black shales) in the marine hemipelagic to pelagic environments (Schlanger and Jenkyns, 1976; Arthur and Schlanger, 1979; Arthur et al., 1988, Bralower et al., 1994; Jenkyns, 1999, 2010).

In the Tethyan realm, the Early Aptian was marked by the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a, Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993). This event is generally called “the OAE 1a”, or sometimes “the Selli Episode” (Coccioni et al., 1987; Föllmi, 2012). It is now accepted that short phases of exceptional volcanic activity, accompanying the Ontong-Java Plateau LIP emplacement in the Western Pacific Ocean, triggered a period of global warming and initiated the OAE 1a (Arthur et al., 1985; Tejada et al., 2009; Méhay et al., 2009, Charbonnier and Föllmi, 2017). Numerous important changes in the deep and shallow environments were recorded during the OAE 1a (Föllmi, 2012; Westermann et al., 2013). Before the onset of the event, the shallow-water environments on the north Tethyan margin were marked by the progressive decline of carbonate production (Föllmi et al., 2006; Huck et al., 2011; Masse and Fenerci-Masse, 2011; Pictet et al., 2015) or by massive occurrences of microbialites (*Lithocodium-Bacinella*, Immenhauser et al., 2005; Huck et al., 2011; Bonin et al., 2016). Moreover, nannofossil data indicate an acidification of the ocean during the OAE 1a (Erba, 1994; Bralower et al., 1999). On the other hand, “typical” black shales (laminated, dark-colored, organic matter-rich claystones) were deposited in hemipelagic and pelagic environments of numerous regions of the world (see synthesis in Föllmi, 2012). The occurrence of the OAE 1a was favored by a global transgressive sea level (Haq et al., 1987; Rubino, 1989; Bréhéret, 1997), although a short-lived sea-level fall during the OAE 1a is occasionally proposed (Friès et Parize, 2003; Föllmi, 2012).

The exact timing of the Early Aptian OAE 1a is still debated. Foremost, the onset of the OAE 1a is not clearly fixed with chemo-stratigraphic data. From whole-rock carbon-isotope record ($\delta^{13}\text{C}$) of the Cison Borehole (Central Italy), which is the reference core for OAE 1a deep deposits (Weissert et al., 1985, Erba, 1994), the Early Aptian have been divided in eight segments (C1 to C8, Menegatti et al., 1998). The OAE 1a is characterized by a short negative excursion of $\delta^{13}\text{C}$, followed by a long and flat positive excursion (Weissert, 1981; Menegatti et al., 1998). Some authors proposed that the onset of the OAE 1a corresponded to the base of the positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion or at the negative peak (C4 *pro parte* segment to C6 *pro parte* segment, Menegatti et al., 1998; Méhay et al., 2009). Contrarily, other authors defined the onset of the OAE 1a at the beginning of the decrease of the $\delta^{13}\text{C}$, which corresponded to a change in marine flora and fauna (Bralower et al., 1999; Föllmi, 2012). The biostratigraphic data are also discussed, and more particularly the ammonite biostratigraphy. For the majority of studies, the negative and the following positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion correspond to the *Deshayesites deshayesi* ammonite

zone (Bréhéret, 1997; Moullade et al., 1998; Föllmi, 2008, 2012; Masse and Fenerci-Masse, 2011). More recently, the oldest *Deshayesites weissi* ammonite zone (also called *Deshayesites forbesi* in Reboulet et al., 2014) has been proposed for the onset of the OAE 1a (Moreno-Bedmar et al., 2009; Malkoc et al., 2010, Frau et al., 2017). The biostratigraphy of the OAE 1a is more precisely specified with the foraminiferal *Globigerinelloides blowi* zone and the nannofossil *Chiastozygus litterarius* zone (Bréhéret, 1997). Recent astronomical calibrations have allowed to determine a duration for the OAE 1a between 1.1 Ma (Malinverno et al., 2010, C4 p.p. segment to C6 p.p. segment of Menegatti et al., 1998, in the reference core of Cison Borehole) to and 1.4 Ma (Huang et al., 2010, in the Piobbico core, Central Italy).

3. Geological setting of the Vocontian Basin during the Aptian

3.1. Structural setting. During the Lower Cretaceous, the South-East Basin of France (also called Vocontian Basin or Trough) corresponded to the slope of the northern margin of the Tethys Ocean (Friès and Parize, 2003, Fig. 5.1A). The platforms of the Vocontian Basin were located in Provence to the south, in Ardèche to the west, and in the Chartreuse and Vercors mountains to the north (Fig. 5.1B). Thus, the Vocontian Basin was a sort of diverticulum of the Tethys, only connected with the open ocean to the east end. The geometry of the Vocontian Basin was controlled by a system of extensive faults and tilted blocks inherited from the Tethyan rifting, which occurred during the Jurassic times (Graciansky and Lemoine, 1988). However, the Aptian-Albian period was marked by the transition to an extensive-transpressive coupled tectonic system in the basin (Friès, 1987; Beaudoin et al., 1986; Graciansky et Lemoine, 1988; Joseph et al., 1989). The extensive tectonic could be the consequence of the North Atlantic rifting (Graciansky and Lemoine, 1988), but the transpressive component indicated a more probable influence of the opening of the Biscay Golf (Souquet, 1978; Ricou and Frizon de Lamotte, 1986; Joseph et al., 1989; Hibsich et al., 1992), as a consequence of the anti-clockwise rotation of the Iberian plate (Ziegler, 1990; Stampfli et al., 1998). The basin morphology and sedimentation patterns were controlled by the tilted blocs (Friès and Parize, 2003). For example, the various sub-marine canyons on the paleoslope passed over the more-subsiding blocks, therefore in the same axes as those of these hemi-grabens (Joseph et al., 1989; Graciansky et Lemoine, 1988; Friès and Parize, 2003, Fig. 5.1B). This structural control resulted in very different thickness of sediments succession depending on localization in the Vocontian Basin. At the Aptian-Albian transition, the Provence Platform was marked by an uplift, which resulted in the emersion of the so-called Durancian Isthmus (Gignoux, 1925; Masse et al., 1975; Rubino, 1989; Hibsich et al., 1992). At larger scale, the first signs of compression have been dated of the Cenomanian, through the presence of an important unconformity in the Vocontian Basin (Friès, 1987; Hibsich et al., 1992), although a recent study proposed that the closure of the Vocontian Basin could have started during the Austrian tectonic phase at the Aptian-Albian boundary (Ferry,

2017). Afterward, the Vocontian Basin was progressively closed, with the formation of the Pyrenees, during the Eocene, and the Alps, during the Miocene (Baudrimont et Dubois, 1977).

3.2. Depositional settings. In the basin, the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous recorded a carbonate sedimentation, but during the Aptian-Albian period, a terrigenous-dominated sedimentation took place (Friès, 1987; Rubino, 1989; Bréhéret, 1997). Thus, the marl-dominated hemipelagic facies of the Marnes Bleues Formation appeared above the Barremian/Bedoulian carbonates in the deep part of the Vocontian Basin (Friès, 1987; the Bedoulian is a regional stratigraphic term, corresponding to the Lower Aptian). This lithological change could be explained by a global carbonate crisis (Cotillon et al., 2000). The Marnes Bleues Formation is mainly composed of dark grey marls with low organic-matter (OM) contents of (0.5% in average), with several occurrences of organic-levels (TOC > 1.5%) and some carbonate horizons (Tribovillard, 1989; Bréhéret, 1997). There are also numerous reworked deposits, like slumps, massive sandstones, turbidites and debris-flows, mainly localized in the NW part of the Vocontian Basin (Friès, 1987, Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). The thickness of the Marnes Bleues Formation is comprised between ca. 650 and 800 m (Friès, 1987; Bréhéret, 1997), and the Aptian sediments are 300 m thick. The biostratigraphic assemblages were established from ammonite and foraminifera data (Friès, 1987; Bréhéret, 1997; Dauphin, 2002). According to the (planktonic and benthic) foraminifera studies and the estimations deduced from the reworked deposit geometries, the paleobathymetry during the Aptian was estimated to approximate 100 m on the platforms (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991), and between 500 to 1500 m on the ancient slope of the margin (Beaudoin and Friès, 1984; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1991; Guérin, 1981). During the Albian, the bathymetry decreased with the narrowing of the deep area, because of the uplift in the southern platform of the Vocontian Basin (Durancian Isthmus; Masse and Philip, 1976; Hibsich et al., 1992) coupled to the uplift of western part of the basin (Dauphiné and Vivarais platforms, Ferry, 1999; 2017).

4. Expression of the OAE 1a in the Vocontian basin: overview of the historical “Goguel level” through the literature

4.1. Overview. In the deep parts of the Vocontian Basin (lower slope environment), the Goguel Level (GL) corresponds to an interval of dark, marly, laminated shales interbedded with homogeneous, dark, marly shales to marls, dated of Lower Aptian (Bréhéret, 1997). In detail, it corresponds to six horizons of dark, marly, laminated shales (GO 1 to GO 6, hereafter called “laminated horizons” in the text), rich in OM (up to 5%), with multi-centimeter to meter thickness for each horizon (Bréhéret, 1997). In the literature, these laminated horizons are termed “black shales” (Friès, 1987; Heimhofer et al., 2004; 2006; Okano et al., 2008; Ando et al., 2017) or “paper shales” (Bréhéret, 1994). The GL is synchronous throughout the Vocontian Basin and the laminated horizons have been observed interbedded with gravity deposits in numerous locations (see below, Friès, 1987; Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003).

Moreover, the GL is transgressive over the underlying sediments dated of the so-called Bedoulian (Lower Aptian, Rubino, 1989). The detailed framework of the GL and of the six horizons (GO 1 to GO 6) was established on a well-preserved section, namely, the Sauzeries section (Bréhéret, 1997, p. 43, and Figs. 5.2A, 5.2B, 5.2C). In fact, this section is rarely observable entirely in the Vocontian Basin; however, the GO 5 horizon is the most recognizable throughout the sections (Bréhéret, 1997). The thickness of the GL can vary from 4.30 m in a section without gravity deposits (the Sauzeries section, Fig. 5.2B) to about 17 m when gravity deposits are present (turbidites and slumps in the Saint-Jaume section, Fig. 5.1B, Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003).

On the proximal parts of the Vocontian Basin (proximal slope environment), the GL was deposited only on the western border, interbedded with thin turbidites (Rubino, 1989; Bréhéret, 1997). On the platform, due to intensive currents (Cotillon, 2010), there is no sediment corresponding to the GL and the OAE 1a is now interpreted as a hiatus (Frau et al., 2017), even if a few phosphatic remains of ammonites in the Nice area could be the record of the OAE 1a (Bréhéret, 1997). Near Marseille (the Cassis-La Bédoule section), the interval of the GL corresponds to homogeneous grey marls of a thickness of about 10 m (Cassis-La Bédoule section, Stein et al., 2012).

4.2. Biostratigraphy

The GL contains few macrofossils (rare ammonites and fish fragments), but it is rich in foraminifera (Bréhéret, 1997). According to Bréhéret (1997) and references therein, the GL has been dated within the *Deshayesites deshayesi* ammonite zone and the *Globigerinelloides blowi* foraminifera zone. However, this time interval is poorly constrained in the Vocontian Basin. Moreover, the upper part of the GL is marked by the onset of the *Rhagodiscus angustus* calcareous nannofossil subzone (NC7A, Herrle and Mutterlose, 2003) and by the end of the *Chiastozygus litterarius* calcareous nannofossil zone (NC6). The sediments of the GL have intensively bioturbated, at the exception of the laminated horizons where a poorly diversified ichnofauna is observed (dominated by *Chondrites* with rare *Planolites*, Bréhéret, 1997). The laminated horizons are rich in fecal pellets produced by planktonic foraminifera, but there is no benthic fauna (Bréhéret, 1997; Dauphin 2002).

Today, there are still some problems with the timing of the GL using ammonite zonations, especially between the deep and shallow environments of the Vocontian Basin (Frau et al., 2017).

4.3. Mineralogy

On average, the carbonate content in the Marnes Bleues Formation is comprised between 25 and 35%. The lowest contents are situated in the GL, and particularly in the marls surrounding the laminated horizons (10 to 15% for Bréhéret, 1997; 12 to 36% for Heimhofer et al., 2004). The poor preservation of bioclasts (calcareous nannofossils and foraminifera) and the low contents of planktic foraminifera (compared to the rest of the Marnes Bleues Formation) can explain these low carbonate contents. The

drop in the carbonate production in the Vocontian Basin was attributed to a change in the oceanic environment (Bréhéret, 1997).

The GL contains 30 to 50% of clay-sized fraction (<2 μm , Bréhéret, 1997). The clay-mineral distribution of the terrigenous fraction is dominated by illite, smectite and illite-smectite mixed-layers minerals. Depending on the authors, the proportions of these clay minerals are variable, but representing, for each one, 20 to 30% of the <2 μm fraction (Deconinck, 1984; Bréhéret, 1997; Ghirardi et al., 2014). Kaolinite and chlorite represent less than 10% each of the fine-grained fraction. Generally, the proportion of smectite is higher in the GL than in the Marnes Bleues Formation, but the laminated horizons are not always correlated with the highest contents of smectite minerals (Bréhéret, 1997).

4.4. Sedimentary geochemistry

The only data available of major and trace elements in the recent literature are found in the studies of Bodin et al. (2013) and Westermann et al. (2013) on the Glaise section (Fig. 5.1B). The redox-sensitive elements (Mo, U, Cr and Co) indicate a very moderate enrichment compared to the Post-Archean Average Shales values (PAAS, Taylor and McLennan, 1985). The productivity proxies (Ni, Cu) also indicate a slight enrichment during the GL. Moreover, the U-Mo covariations have been interpreted as corresponding to a suboxic unrestricted marine environment. Furthermore, the results of cerium anomaly (Ce/Ce*) on the Glaise section confirmed low oxygenation conditions during the deposition of the GL (Bodin et al., 2013).

4.5. Organic matter parameters

According to the literature (Tribovillard, 1989; Bréhéret, 1994; 1997; Heimhofer et al., 2004; 2006; Westermann et al., 2013; Ando et al., 2017), the total organic carbon (TOC) of the GL fluctuates between 0.5 to 5 wt%. For the laminated horizons (GO 1 to GO 6), the contents range between 2 and 5 wt%. The Hydrogen Index (HI) reaches up to 500 mgHC/gTOC), allowing to classify the OM of the GL as type-II kerogens (marine OM field) in a pseudo Van Krevelen diagram (Fig. 5.2F, Espitalié et al., 1985). The Tmax values of the sections are different from one another (420 to 440°C, Bréhéret, 1997; Westermann et al., 2013), but they indicate an immature stage to the oil-window stage for the OM in a pseudo Van Krevelen diagram (Fig. 5.2F). In the Cassis-La Bédoule section, the TOC values are very low (< 0.5 wt%, Stein et al., 2012) and OM is ascribed to type-III kerogens (terrestrial OM field), but because of very low TOC, the HI cannot be taken into account in a pseudo Van Krevelen diagram (Espitalié et al., 1985). Molecular biomarker analysis of the OM for the GL indicated a significant contribution by marine algal-bacterial OM, basing on the distribution of linear alkanes (*n*-alkanes), tetra- and pentacyclic terpanes (Heimhofer et al., 2004). These authors suggest a minor contribution of terrestrial OM, based on the low abundance of long-chain *n*-alkanes.

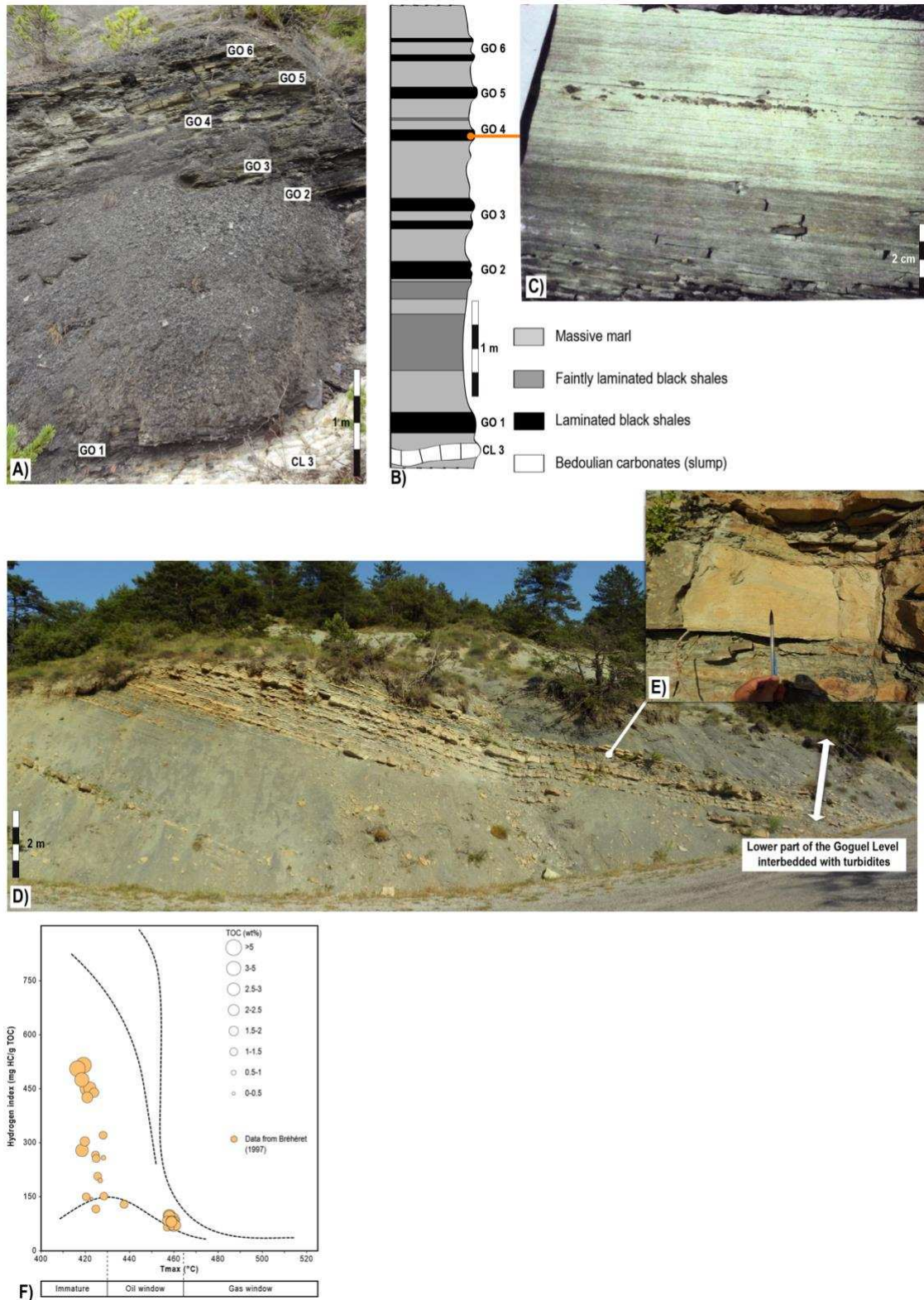


Figure 5.2: **A)** Sauzeries section with the well-preserved six horizons of the GL (GO 1 to GO 6). **B)** Sauzeries log-section (from Bréhéret, 1997). **C)** Example of the lithology in one laminated horizon of the GL, the GO 4 level (picture from Bréhéret, 1997). **D)** Example of the GL interbedded with thin turbidites, Notre-Dame section. **E)** Tb and Tc members (*sensu* Bouma, 1962) of a thin turbidite within the GL in the Notre-Dame section, showing a normal grading with the gradual transition between planar to convolute laminations, pencil = 15 cm. **F)** Pseudo Van Krevelen diagram showing the typology of the OM in the GL (diagram from Espitalié et al., 1985; data from Bréhéret, 1997).

4.6. Palynofacies studies

The study of the palynofacies on the Serre-Chaitieu section (Fig. 5.1B) revealed that the GL is mainly composed of marine-derived OM (Heimhofer et al., 2006). The kerogens of the laminated horizons are constituted of approximately 95% of highly-fluorescing amorphous OM, while the surrounding dark marls contain 70 to 80% of amorphous OM (Heimhofer et al., 2006). The phytoclasts observed represent 40% of particulate OM, and the abundance of small (< 20 µm) equidimensional phytoclasts, coupled to the presence of small oxidized fragments and charcoal debris, indicate that terrestrial OM is a weak contributor of the total OM deposited in a quiet and distal environment (Heimhofer et al., 2006). These environmental observations are coherent with the predominance of dinoflagellate cysts in the kerogen extracts (Heimhofer et al., 2006). Furthermore, the unchanged color of palynomorphs and the moderate to high UV fluorescence of the amorphous OM and palynomorphs confirm the low maturity of the OM in the GL (Heimhofer et al., 2006).

4.7. Gravity deposits and their relationships with the laminated horizons

According to numerous observations (Friès, 1987; Rubino, 1989; Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003; Westermann et al., 2013), the GL is partly reworked (in the slump β, Friès, 1987; Friès and Parize, 2003) or interbedded with millimeter to pluricentimeter-thick turbidites (P1 turbidites, Rubino, 1989). The slump β presents a 10 m thickness on an area of 40 km² (Friès and Parize, 2003). The P1 turbidites correspond to “classical” turbidites (*sensu* Bouma, 1962), according to the study of Friès and Parize (2003) (Fig. 5.2D). They are mainly composed of the Tb to Te members (Friès and Parize, 2003, Fig. 5.2E). The P1 turbidites are meter-thick packages and spread over 80 km along the ancient margin (Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). The sub-marine canyons filled by these turbidites had a width of a few hundred meters (Friès and Parize, 2003). The turbidites corresponded to the destabilization of a low quantity of sand stocked on the platform, during the global sea-level transgression of the OAE 1a (Rubino, 1989; Bréhéret, 1997). As described for a long time (Friès, 1987; Rubino, 1989; Bréhéret, 1994; 1997), the turbidites were closely associated with the GL. The turbidites are interbedded within the homogeneous, dark, marly shales to marls, or just above the laminated horizons (GO 1 to GO6), but never at the base or within these laminated horizons (Bréhéret, 1997). Moreover, according to Bréhéret (1997): 1) the enrichment and quality of OM observed in sections with or without turbidites is similar; and 2) the laminated horizon GO 5, which is the best represented in the basin, has approximately the same expression and thickness in several locations of the basin, with or without turbidites. From these observations, it is proposed that the turbidites have not triggered the deposition or enrichment of the OM content of the GL (Bréhéret, 1997). It was only turbidity currents that disturbed the decantation of fine particles in a quiet pelagic environment (Bréhéret, 1997).

4.8. Depositional conditions during the sedimentation of the Goguel Level

Previous studies allowed constraining the conditions of deposition for the GL. Several parameters indicate suboxic to anoxic conditions for the laminated horizons: 1) the occurrence of laminations, and thence, the lack of bioturbation (Bréhéret, 1997); 2) the lack of benthic fauna in the laminated horizons (Bréhéret, 1997); 3) the ichnofauna dominated by Chondrites, characteristic of a quiet environment with a low oxygenation (Bréhéret, 1997); 4) the distribution of redox-sensitive trace-elements and Ce anomaly (Bodin et al., 2013; Westermann et al., 2013); 5) the good preservation of marine-derived OM and the abundance of highly-fluorescent amorphous OM in the palynofacies (Heimhofer et al., 2006). In addition to the conditions of oxygenation, the OM enrichment of the GL could have been impacted by sedimentation rate. Thus, condensation seems to be one of the key factors responsible for OM enrichment during the sedimentation of the GL (Bréhéret, 1994; 1997; Heimhofer et al., 2006). The role of condensation is highlighted by the high TOC correlated with: 1) the peaks of CaCO₃ contents (indicating reduced influx of land-derived particules, Bréhéret, 1994); 2) the peaks of palynomorph abundances in the palynofacies (indicating weak hydrodynamism in the transport of particulate OM, Heimhofer et al., 2006); and 3) the low sedimentation rates (Westermann et al., 2013).

4.9. **In summary**, sedimentation and preservation of OM in the GL are to be related to a global transgressive sea-level (Rubino, 1989; Bréhéret, 1997; Ferry, 2017), with a generalized low oxygenation of the deep water-mass (OAE 1a, Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2006; Westermann et al., 2013), coupled with an important period of condensation (Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2006).

Nevertheless, some problems persist in the comprehension of the depositional environments of the GL. Firstly, what was the primary factor that induced OM enrichment in the GL? Indeed, for some authors (Bréhéret, 1997; Heimhofer, 2006), primary productivity was not the key factor (it was instead condensation coupled to anoxia), whereas the work of Westermann et al. (2013) attributed an important role to surface-water productivity, especially as a precursor of the OAE 1a. Moreover, the impact of possible changes of climates in the area of the Vocontian Basin is still debated. Indeed, several studies agree that the climate presented higher temperatures and more humid conditions during the deposition of the GL (Stein et al., 2012; Bodin et al., 2013; Westermann et al., 2013; Ghirardi et al., 2014), involving an increase in runoff, but, it seems to be inconsistent with the period of condensation observed in the basin. Contrarily, other studies proposed that there was no major climate change during the deposition of the GL (Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2004). Though a major climate change has been described in the Tethys Ocean during the Early Aptian OAE 1a (Föllmi, 2012 and references therein), its expression was perhaps less perceptible in the Vocontian Basin. Finally, the conditions of oxygenation in the basin during the OAE 1a have to be better defined (suboxic or anoxic conditions?).

5. Materials and methods of the present study

5.1. Sampling and sections

In the present study, 77 samples have been analyzed on six sections. Thirty-two samples of the GL have been sampled throughout four sections (sample name with “-g” termination). These sections were situated at different positions in the Vocontian Basin: the Saint-Jaume and Notre-Dame sections are on the paleo-upper slope, while the Glaise and Sauzeries sections correspond to the paleo-lower slope of the basin (Fig. 5.1B). In order to facilitate the interpretation and the characterization of the GL in the Vocontian Basin, 45 samples of the so-called Aptian Hemipelagites (AHs) have been collected (sample name with “-h” termination). These hemipelagites corresponded to the background sedimentation in the Vocontian Basin during the Aptian period. The Glaise section (Fig. 5.1B, WGS 84 coordinates: 44°34'07.2''N, 5°49'01.6''E) is situated at about 20 km on west of Gap city, in Veynes town. The GL is represented along a 12.70 m thick interval, interbedded with centimetric turbiditic layers, underlying the marly limestone beds of the top of the section (Bréhéret, 1997). The Sauzeries section (Figs. 5.1B, 5.2A, 5.2B, WGS 84 coordinates: 44°02'01.1''N, 6°21'28.4''E) is situated in the town of Clumanc, at about 10 km on southeast of Digne-les-Bains City. On this section, the GL is 4.30 m thick (Bréhéret, 1997). The Saint-Jaume section (Fig. 5.1B, WGS 84 coordinates: 44°22'59.9''N, 5°26'17.9''E) is situated at about 20 km on the east of Nyons City, in the town of Verclause. At the base of a thick marly section (>150 m), the GL is interbedded with numerous centimetric turbiditic layers within the slump β , with a thickness of 17 m (Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003). The Notre-Dame section (Fig. 5.1B, WGS 84 coordinates: 44°23'30.7''N, 5°29'58.3''E) is situated at about 25 km on the west of Serres City, in the Saint-André-de-Rosans town. However, only the base of the GL is observed, interbedded with centimetric turbiditic layers (Example on Figs. 5.2C; 5.2D; Friès and Parize, 2003). Consequently, because of the GL thick is undetermined, no sedimentation rate has been calculated on this section, nevertheless, the thickness is at least greater than 5 m. The Serre-Chaitieu section (Fig. 5.1B, WGS 84 coordinates: 44°35'24.0''N, 5°32'00.2''E) is situated at about 40 km on west of Gap City, at Lesches-en-Diois town, and, the Tarendol section (Fig. 5.1B, WGS 84 coordinates: 44°21'08.0''N, 5°20'44.4''E) is located at about 15 km to the east of Nyons City, in Bellecombe-Tarendol town. Although the GL occurs in these sections, only the AHs have been sampled.

For each sample, 500 g to 1 kg of rock were sampled. To avoid any contamination of sediment by plastic or cardboard, the rock samples were kept in an aluminum foil. Knowing the sedimentation rates and the duration of the GL (see hereafter), one must keep in mind that one sample corresponds to an average duration of several thousand years, and not to a punctual moment of the interval. Therefore, because the samples were cm-thick and crushed, they represent each a certain period of time within the GL.

5.2. Grain-size analysis

Grain-size analysis was performed on 76 samples on the carbonate-free fraction using a Malvern Mastersize 2000® laser diffractometer at the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences of the Lille

University, following the classical protocol detailed in Trentesaux et al. (2001). The uncertainty of values was about 5% (Sperazza et al., 2004). The grain-size sorting is the following: clay (<2 µm); fine-silt or cohesive silt (2-10 µm); coarse silt or non-cohesive silt (10-63 µm); and sand (63-2000 µm). Although the data have been performed on the terrigenous fraction, for a better understanding, the results are only discussed within the sediment composition (bulk sediment), including the carbonates contents. Moreover, according to McCave et al. (1995), the silts (2-63 µm) must be separated due to the behavior of particles. Thus, the silts thinner than 10 µm have the same behavior than clay (cohesive particles). On the contrary, the silts coarser than 10 µm (sortable silts), behave as single particles and respond to hydrodynamic forces on erosion and deposition (non-cohesive particles). In the present study, the coarser silts are used as current strength indicators (McCave et al., 1995). Lastly, we considered as clay the fraction below 2 µm (and not 4 µm), because the clay-mineral assemblage determination was carried out on the <2 µm fraction.

5.3. Clay minerals

In the <2 µm terrigenous fraction, the clay assemblages have been determined on 77 samples with the standard protocol of the X-Ray Diffraction (Brucker D4 ENDEAVOUR apparatus in the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Lille University) described in detail in Bout-Roumazeilles et al. (1999). The semi-quantitative estimations of clay-mineral abundances, the Kübler Index (illite crystallinity), and the Esquevin Index (chemical weathering index) have been performed on the MacDiff® 4.2.5 software, according the methodology of Riboulleau et al. (2014). The Kübler Index is inversely proportional to the metamorphism degree (Kübler, 1967; Kübler and Jaboyedoff, 2000). The Esquevin Index allows discriminating the aluminous illite from the magnesian illite (Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969) and, therefore, it may help to detected strong hydrolysis on emerged source area (high Esquevin Index, i.e., high proportion of magnesian illite). The relative error margin of the semi-quantitative estimation was ±5% (Bout-Roumazeilles et al., 1999). In order to evaluated the possible relationship between the sedimentation of OM and the occurrence of clay minerals, the proportions of clay minerals in the sediments have been calculated using the following formula:

Bulk % of clay mineral = (% of clay mineral in the terrigenous clay fraction) x (100-CaCO₃ (%)) x (% of clay fraction (<2 µm) in the terrigenous fraction).

5.4. Rock-Eval

Rock Eval pyrolysis of 77 samples was carried out using a Rock-Eval 6® apparatus (see Behar et al., 2001 for details) at the Sorbonne Universities (UPMC-ISTeP, Paris). Thus, total organic carbon contents (TOC, wt%), hydrogen index (HI, mg HC/g TOC), oxygen Index (OI, mg CO₂/g TOC) and Tmax (°C, indicator of OM thermal maturity) have been determined. According to Espitalié (1993), Rock Eval-pyrolysis parameters allows typifying the type and thermal maturity of bulk OM. Keeping in mind that the carbonate fraction of the Marnes Bleues Formation is mainly composed of calcite (Bréhéret, 1997),

total carbonate content (CaCO_3 , in %) has been calculated from the Rock-Eval MinC (%) with the formula of Jiang et al. (2017):

$$\text{CaCO}_3 (\%) = 7.976 \times \text{MinC} (\%).$$

5.5. Elemental analysis

Determination of the contents in major and trace elements of the Glaise (pro parte) and Sauzeries sections (24 samples) has been performed at the University of Lausanne (ISTE-UNIL laboratory) by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry, according the protocol detailed in Montero-Serrano et al. (2015). Detection limits were <0.01 wt% for major elements and between 1 and 5 ppm for trace elements. The accuracy of analysis was checked by analysis of standard reference materials.

For the Notre-Dame, Glaise (pro parte), Saint-Jaume, Serre-Chaitieu and Tarendol sections (45 samples), the major and traces elements have been performed at the Central Michigan University in the STARLAB Laboratory. The elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), using external calibration. Analytical precision based on replicate analyses was better than 8% and detection limits were <1 ppb for the major elements and <40 ppt for the trace elements.

In order to compare the distributions of elements between sections, we calculated the enrichments factors (EFs), calculated as:

$$X_{\text{EF}} = (X/\text{Al})_{\text{sample}} / (X/\text{Al})_{\text{upper crust}}$$

where X and Al are the concentrations of element X and aluminum (weight %). Enrichment factors are normalized using the elemental upper crust concentrations of McLennan (2001), and, to minimize the effects of dilution by carbonate or biogenic silica, the aluminum normalization is commonly used (see Tribovillard et al., 2006 for explanations and limits). For example, an EF equal or close to 1 indicates that the sample has a concentration equal to the element concentration in the upper crust. A significant enrichment of an element over average upper crustal concentrations corresponds to $\text{EF} > 3$, while a moderate to strong enrichment represents an $\text{EF} > 10$ (Algeo and Tribovillard, 2009).

In addition, a chemical weathering index, the Index of Alteration (IA), has been calculated. The IA is equivalent to the Chemical Index of Alteration (CIA, Nesbitt and Young, 1982), but, in the carbonate-rich sediments ($>30\%$ carbonates), the CIA may suggest misleading conclusions (Goldberg and Humayun, 2010). Thus, a compositional linear trend, proposed by Von Eynatten et al. (2003), can be used as CIA-equivalent (Montero-Serrano et al., 2015):

$$\text{IA} = \text{LN} (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}), \text{ in molar proportions.}$$

This index avoids uncertainties concerning the necessary corrections caused by non-silicate phases, in particular the carbonate and phosphate phases (Von Eynatten et al., 2003). The increase of IA values can be interpreted as more intense chemical weathering over the sediment-supplying, emerged, source areas.

5.6. Average Sedimentation Rate (SR) and Total Organic Carbon Mass Accumulation Rates (TOC MARs)

According to Heimhofer et al. (2004), because the sedimentation rates (SRs) calculated by Köbller et al. (2001) were comprise between 3.0 to 3.5 cm/kyr in the lower part of the Late Aptian (regardless the compaction rates), the SRs of the GL (which corresponded to a period of condensation) were probably comprised between 2.0 to 2.5 cm/kyr. However, the SRs calculated on the Glaise section (0.67 to 2.3 cm/kyr, Westermann et al., 2013) have evidenced that the SRs were probably lesser than 2.0 to 2.5 cm/kyr. In order to compare each section to each other, we used the method of Westermann et al. (2013) to calculate the SRs on the Glaise section, using a combination of $\delta^{13}\text{C}$ zones and its orbital calibrations. However, the other sections studied do not have $\delta^{13}\text{C}$ data. Thus, it was possible to calculate an average Sedimentation Rate (SR) if the GL is entirely present at the outcrop (which is the case for the Glaise, Saint-Jaume and Sauzeries sections) using the orbital calibrations of Malinverno et al. (2010). The Early Aptian OAE 1a is estimated to have lasted 1.11 ± 0.11 Myr (Malinverno et al., 2010). The average SR were calculated with the following formula:

Average SR (cm/kyr) = thickness of GL/duration of OAE 1a

where thickness of GL was measured in cm and duration of OAE 1a was estimated to 1110 kyr (Malinverno et al., 2010). On the Serre-Chaitieu section, the average SR of the AHs samples within the Fallot interval has been calculated using the orbital calibrations of Huang et al. (2010).

In order to evaluate the variations of organic carbon inputs, Westermann et al. (2013) calculated the TOC Mass Accumulation Rate (TOC MAR) of the Glaise section, with the following formula:

$\text{TOC MAR (mg/cm}^2\text{/kyr)} = (\text{TOC (wt\%)} \times \text{rock density (g/cm}^3\text{)} \times \text{average SR (cm/kyr)}) \times 10$

where TOC values come from Rock Eval data, the rock density is 2.3 or 2.4 g/cm³ for marlstones and siltstones, respectively (Attewell and Farmer, 1976, marlstones if CaCO_3 (%) > 35%), and the average SR calculated with the previous formula. This useful accumulation rate is also calculated in the present study.

It is important to precise that the aim of these accumulation rates (average SR and TOC MARs) is to compare the sections between each other. Direct comparison with accumulation rates in modern environments or other geological formations is tricky because the compaction rate is not considered here in the average SR.

5.7. Molecular biomarkers

5.7.1 Sample treatment

In total, 24 samples were selected for biomarker analysis. Between 50 and 70g of dry sediments were extracted using an azeotrope mixture of dichloromethane (DCM) and methanol (MeOH) 2:1 v/v by means of a soxhlet extractor for 48h. The resulting total extract was rotary-evaporated to dryness at a temperature not exceeding 50 °C. The extracts were recovered with cyclohexane (maltenes) and separated over an activated silica column using cyclohexane (Cy) to recover the aliphatic fraction, a

mixture of Cy/DCM 2:1 (v/v) to recover the aromatic fraction, and a mixture of DCM/MeOH 2:1 (v/v) to recover the most polar fraction.

5.7.2. Gas chromatography - mass spectrometry analysis

The analyses were performed at the University of Lille – France (PC2A Laboratory UMR 8522 CNRS). Briefly, 1 μ L of extract was injected into a gas chromatograph (Perkin Elmer 680) coupled with a mass spectrometer (Perkin Elmer 600C). Chromatographic conditions were as follow: inlet heated at 250 °C, DB5-MS-UI column initially at 40 C for 1 min and heated to 320 C at 10 C.min⁻¹ and maintained 10 min at 320 °C, helium column flow of 1 mL.min⁻¹, split less mode. Mass spectrometer conditions were as follow: mass scan 45 e 500, scan time 0.2 s, interdelay scan 0.1 s, ionization energy 70 eV. For the purpose of product semi-quantification, standard solutions of 2,2,4,4,6,8,8-heptamethylnonane, anthracene D10 and C₂₉.nonadecanone (Dr. Ehrenstorfer-Shäfers, Augsburg, Germany) were used. Identification of compounds was based on the comparison with NIST mass spectra database and/or on the comparison with retention times of standards and published data. The quantification is achieved by measuring peak area of the compounds selected in several ion chromatograms.

6. Results

All data are available in [Tables 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7](#). Moreover, boxplots are used ([Figs. 5.3A, 5.3B, 5.3C, 5.3D, 5.3E, 5.3F](#)) in order to facilitate the comparison between the AHs and the GL.

6.1. Bulk organic matter

Rock Eval data are available in [Table 5.1](#). Rock Eval pyrolysis of the AHs display an average TOC of 0.6 wt% (ranging from 0.21 to 1.31 wt%), while the GL have a TOC ranging from 0.25 to 7.26 wt%, with an average of 1.9 wt%. The moderate enrichment of OM in the GL, compared to the AHs, is also confirmed by the differences in the S1 and S2 data: 1) 0.03 to 1.71 mg/g and 0.01 to 0.10 mg/g respectively for S1; and 2) 0.21 to 37.76 mg/g and 0.16 to 1.99 mg/g respectively for S2. Moreover, the range of HI values in the GL (66 to 520 mgHC/gTOC, average of 275 mgHC/gTOC) are clearly higher than those of the AHs (27 to 209 mgHC/gTOC, average of 71 mgHC/gTOC), while the OI data are substantially higher in the AHs than in the GL (average of 63 mgCO₂/gTOC and 23 mgCO₂/gTOC, respectively). Tmax data of the GL (ranging from 425 to 441 °C, average of 435 °C) are slightly higher than those of the AHs (ranging from 425 to 436 °C, average of 430 °C). Because the majority of samples (76/77) display a TOC > 0.3 wt%, the HI and OI parameters could be interpreted in a pseudo Van Krevelen diagram ([Fig. 5.4](#), Espitalié et al., 1985). The AHs show predominantly type-III kerogen (terrestrial OM field), while the GL of the Saint-Jaume and the Glaise sections shows type-II-III kerogens (mixed terrestrial-marine OM). In the Notre-Dame and Sauzeries sections, the GL exhibits distinctly type-II kerogens (marine OM field). All the Tmax values indicate immature stage to oil

window stage for the kerogens. The carbonate contents are very variable (1 to 80%), with an average of 21% in the GL and an average of 36% in the AHs.

In the GL, the TOC is relatively constant, except for the Sauzeries section (Fig. 5.3A). Indeed, the average TOC of the Sauzeries section (3.3 wt%) is three times higher than in the other sections (approximately 1 wt% on average). The same trend is observed with the HI, clearly higher in the Sauzeries section (387 mgHC/gTOC) than in the other sections (around 200 mgHC/gTOC, Fig. 5.3A). The Tmax values are slightly higher in the distal sections than in the proximal sections. Furthermore, the carbonate contents are slightly higher in the Sauzeries section (26% in average, Fig. 5.3B) than in the other ones (average carbonate content in Saint-Jaume section is 25%, but very impacted by one high value).

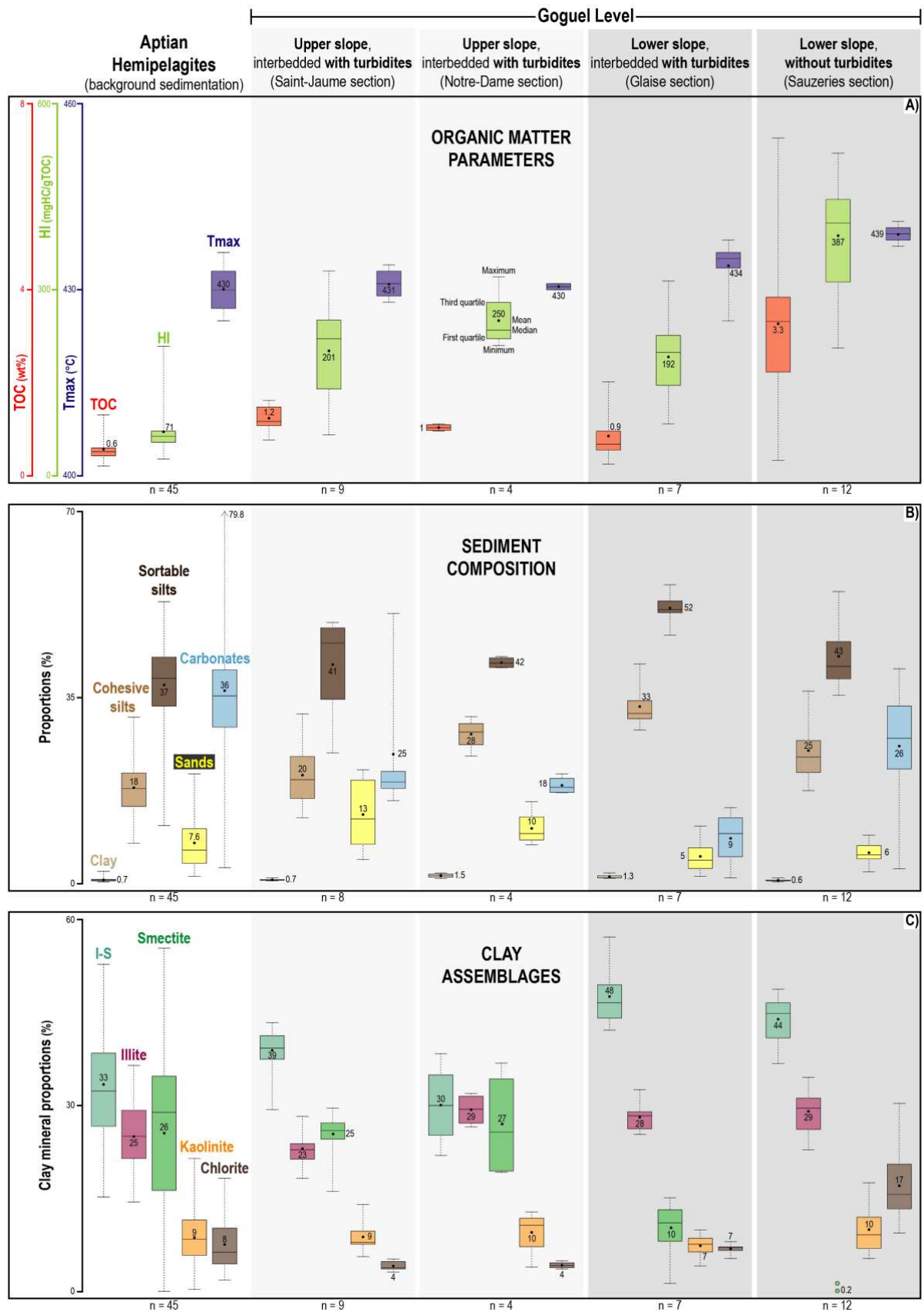


Figure 5.3: Boxplots of A) Organic matter parameters; B) Sediment composition; C) Clay assemblages. The legend of boxplots is show in the HI boxplot of the Notre-Dame section.

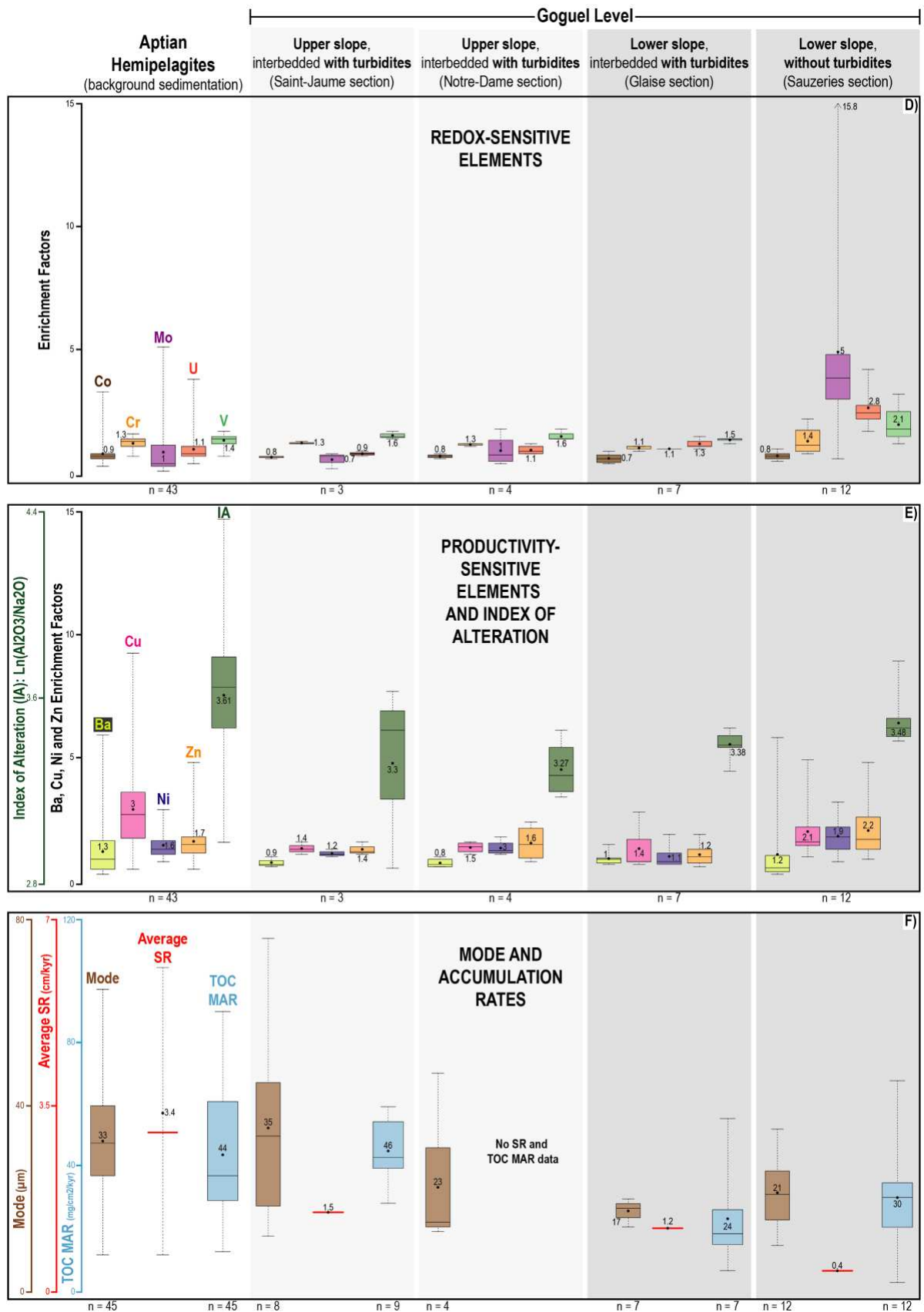


Figure 5.3: Boxplots of D) Redox-sensitive elements; E) Productivity-sensitive elements and index of alteration; and F) Mode and accumulation rates. The legend of boxplots is show in the HI boxplot of the Notre-Dame section.

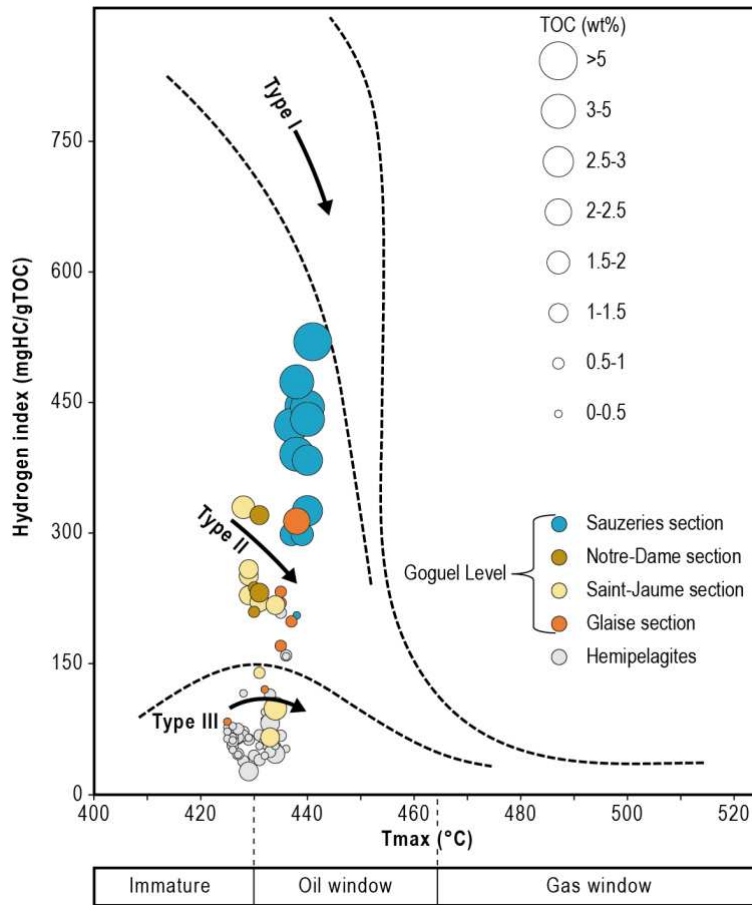


Figure 5.4: Pseudo Van Krevelen diagram showing the typology of the OM for the studied samples (diagram from Espitalié et al., 1985).

6.2. Grain-size

According to the results available in Table 5.2, the sediments of the Marnes Bleues Formation mainly correspond to siltstones (carbonate content < 35%) and marlstones (carbonate content > 35%). The mode of the grain-size distribution is very variable, ranging from 8 to 76 μm (see Table 5.2). The GL shows an average mode slightly lower than the AHs (24 and 33 μm , respectively). In the GL and AHs samples, the distribution of particle sizes follows a unimodal normal distribution. The distribution of the grain-size classes is approximately the same for the two groups: 1% in average for clays; about 30% in average for the cohesive silts (33% for the GL, 29% for the AHs); a predominance of sortable silts (56% in average for the GL; 58% for the AHs); and about 10% in average for the sands (10% for the GL; 12% for the AHs). The difference between the two groups is observable within the bulk sediment fraction (terrigenous + carbonate fractions). Indeed, the clay and the sand classes are the same for the two groups (<1% and 8%, respectively), but, on the other hand, the silt classes show dissimilarity. Thus, the GL contains in average more cohesive and sortable silts (26% and 44%, respectively) than the AHs (18% and 37%, respectively).

The grain-size data within the GL show little variation. The proportion of silts (cohesive and sortable) is higher in the Glaise section (85% in average) and, the proportions of sands are lower in the distal sections than in the proximal sections (Fig. 5.3B). Moreover, the mode values of the proximal sections are more scattered than those of distal sections (Fig. 5.3F). Lastly, no variations of clay proportions are observed.

6.3. Clay minerals

The distribution of clay minerals is dominated by the illite-smectite mixed-layers (I-S), illite and smectite in decreasing proportions (see Table 5.3). The GL shows high contents of I-S (42% in average) and illite (average of 27%). In the same way, the AHs have high average contents of I-S (33%) and illite (25%). The main variance is observed in the average contents of smectite: 13% for the GL, against 26% in the AHs. However, the average value of the GL is clearly impacted by the lack of smectite in the Sauzeries section (see Table 5.3). In the other sections (Glaise, Notre-Dame and Saint-Jaume), the average content of smectite is 20%. Kaolinite and chlorite are present in minority (less than 10% in average within the GL and the AHs).

In the GL, an increase of illite is observed on the distal sections (about 45% in average, Fig. 5.3C). On the contrary, the proportion of smectite decreases in the distal positions, on the Glaise section (10% in average) and with a lack of smectite in Sauzeries section (only 2 samples with 2 and 0.4%). The I-S, kaolinite and chlorite are constant between the sections, except the peak of chlorite in the Sauzeries section (17% in average, Fig. 5.3C).

In order to evaluate the relative abundance of clay minerals in the sediment, the clay mineral contents in the whole sediments have been calculated (see Table 5.3). Because of the proportions of clay are very weak in the terrigenous fraction (<1%), logically, the bulk proportions of I-S, illite and smectite minerals are extremely low (0.20 to 0.40% in average).

The average Kübler Index (0.32) and the average Esquevin Index (0.26) of the AHs are approximately equal to those of GL samples (0.33 and 0.25, respectively).

6.4. Inorganic geochemistry

The major/minor/trace-element concentrations determined for the GL and the AHs are reported in Table 5.4. The enrichment factors (EFs), calculated from these concentrations, are reported in Table 5.5. The Fe/Al ratio is comprised between 0.29 and 1.16, but the average ratios of the GL and the AHs are similar (0.43 and 0.46 respectively, i.e., very close to average crustal value, McLennan, 2001). Similarly, the Ti/Al ratio, calculated for detected a hypothetical excess of aluminum compared to titanium, which is another useful detrital elemental proxy (Tribovillard et al., 2006), shows a constant value at 0.05 for the two groups of samples.

The redox-sensitive elements (Co, Cr, Mo, U, and V) do not show important variation, excepted for Mo. Indeed, the Mo EFs of the GL are higher than those of the AHs (average EF of 3.2 and 1, respectively),

with an EF up to 16 in the GL (SAUZ OG 09-g). It is important to precise that 12 samples (8 in the GL, 4 in the AHs) were below the detection limit for Mo concentrations determination (1 ppm) of XRF spectrometry at the University of Lausanne. The average EFs of U and V are slightly higher in the GL (close to 2) than those of the AHs (about 1). The average EFs of Co and Cr are the same in the two groups (close to 1). Within the GL, the redox-sensitive elements do not show enrichment (EF ~ 1), except in the distal section of Sauzeries (Fig. 5.3D). Actually, the Mo EFs are higher (average EF of 5), and the U and V EFs are slightly higher (2.8 and 2.1 in average, respectively) than those calculated in the other sections (Fig. 5.3D).

In the same way, the productivity-sensitive elements (Ba, Cu, Ni and Zn) exhibit a monotonous distribution, the average EFs of Ba (ca.1), Ni (1-2) and Zn (<2) being similar for the two groups of samples. The average Cu EF is slightly higher in the AHs (3) than in the GL (ca.2). Within the GL, only a weak enrichment is observed in the Sauzeries sections, for Ba, Cu, Ni and Zn (Fig. 5.3E).

Besides, the enrichments factors of AHs show a great variability (Figs. 5.3D, 5.3E). This variability can be explained by the scattered positions of samples in the Aptian Marnes Bleues Formation. Necessarily, depositional conditions have somewhat fluctuated during the Aptian, that lasted several Myr.

The average IA exhibits somewhat distinct values between the AHs (3.61) and the GL (3.40). Within the GL (Fig. 5.3E), the two proximal sections, Saint-Jaume and Notre Dame, show approximately the same average IA (3.3 and 3.27 respectively), whereas the Glaise and Sauzeries sections exhibit higher values (3.38 and 3.48, respectively).

6.5. Average Sedimentation Rate (SR) and Total Organic Carbon Accumulation Rates (TOC MARs)

From multiple literature data (see materials and methods, Table 5.6), the average SRs calculated (Fig. 5.3F) were lesser in the GL (0.4 to 1.5 cm/kyr) than in the AHs (3.4 cm/kyr). Moreover, the TOC MARs were the same between the AHs and the Saint-Jaume samples (44 and 46 mg/cm²/kyr, respectively), while the TOC MARs in the distal positions were lower (24 and 30 mg/cm²/kyr on Glaise and Sauzeries sections, Fig. 5.3F).

6.6. Molecular biomarkers

6.6.1. Aliphatic compounds

6.6.1.1. Acyclic compounds

Expanded *m/z* 57 fragmentogram of the saturate fraction from a representative sample is shown in Fig. 5.5. It consists of *n*-alkanes ranging from C₁₂ to C₃₇ presenting unimodal distribution and dominated by short chain *n*-alkanes with a maximum at C₁₅ or C₁₆. A slight odd/even predominance is observed in *n*-alkanes with carbon number higher than C₂₃. Carbon preference index (CPI) values are shown in Table 5.7 with values between 0.67 and 1.10. Series of regular acyclic isoprenoids are observed in all samples. Norpristane (C₁₈), pristane (Pr; C₁₉) and phytane (Ph; C₂₀) are the dominant isoprenoids (Fig. 5.5), Pr being the most abundant in all the studied samples. Stratigraphic variation of Pr/Ph ratio is shown in

Table 5.7, presenting values between 1.66 and 3.85. The Pr/ n -C₁₇ values oscillate between 0.58 and 3.15 and Ph/ n -C₁₈ ratios between 0,37 and 1,43.

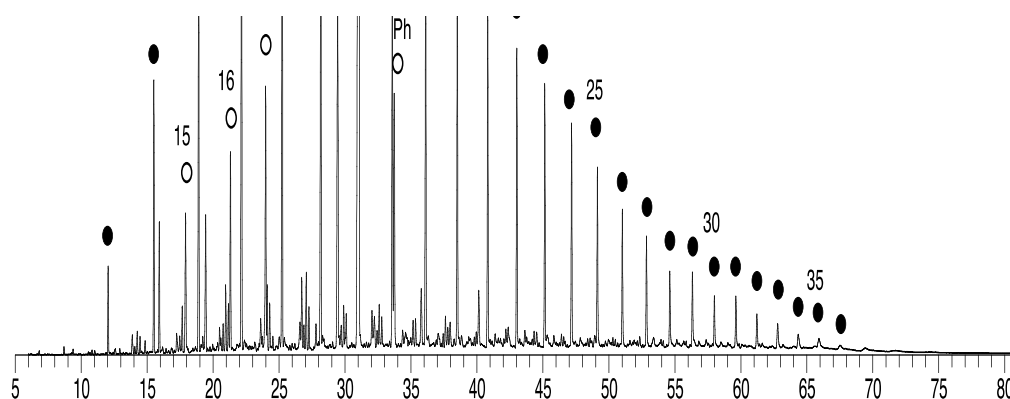


Figure 5.5: Expanded ion chromatogram $m/z = 57$ showing the n -alkanes (filled dots) and the regular isoprenoids (empty dots) of the aliphatic fraction from a representative sample (SAUZ OG 005-g). Numbers above symbols denote carbon number.

6.6.1.2. Cyclic compounds

Selective ion chromatograms using m/z 109+123+179+193 show the distribution of bicyclic sesquiterpenoids series ranging from C₁₄ to C₁₆ in all samples. The Fig. 5.6, shows peak assignments for two representative samples, where 8 α (H)- and 8 β (H)-drimanes were clearly the most representative compounds. 4 β (H)-eudesmane was also detected with higher relative amounts in samples SJ OG 006-g and ND OG 001-g. Drimanes are found in higher abundance relative to eudesmane in samples from Sauzeries section.

Hopane distributions of the analyzed samples were determined based on expanded ion chromatogram m/z 191 (Fig 5.7). Series of $\alpha\beta$ -hopanes dominated by 17 α (H),21 β (H)-hopanes (22R and 22S epimers) were observed in all samples showing homologs are from C₂₇ to C₃₆ in samples from the Sauzeries and Glaise sections. In the sections Notre-Dame and Saint Jaume, these series present homologs only until C₃₃. The proportion of C₂₇, C₂₉ vs C₃₀ $\alpha\beta$ -hopanes are also variable between proximal and distal sections. Series of $\beta\alpha$ -moretanes (17 β (H), 21 α (H)-moretanes) were also detected ranging from C₂₇ to C₃₂, with a maximum at C₃₀ (Fig. 5.7). C₂₉-hopane was present in all the samples. Diahopanes are also present in very low amount, especially in samples from Sauzeries section. Two gammacerane homologs (C₂₉ and C₃₀) were also observed mostly in samples from the distal sections. Gammacerane is also observed in proximal sections but in a lesser extent and restricted to the samples SJ OG 006-g and ND OG 004-g. Steranes and diasteranes were detected in all the samples using the characteristic fragment at m/z 217 (Fig. 5.8). The proportion between regular steranes and diasteranes represented by the Dia/(Dia+Reg) ratio is almost equivalent between samples showing mean values of 0.51 (Table 5.7). Steranes are dominated by the C₂₉ 5 α (H),14 α (H),17 α (H)-20R regular sterane (C₂₉-sterane; Fig. 5.8), followed by an

important contribution of the C₂₇ isomer. Diasteranes are dominated by the C₂₉ β α -homolog. Additionally, short chain steroids were also detected in low amounts.

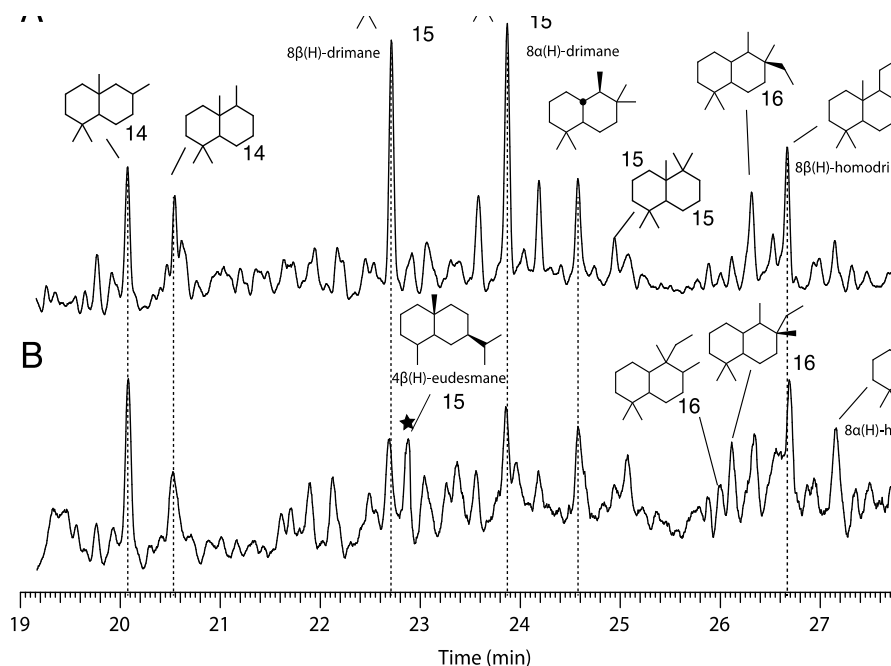


Figure 5.6: Partial m/z 109+123+179+193 mass fragmentograms showing the distribution of bicyclic alkanes from aliphatic fractions of two representative samples: **A)** SAUZ OG 001-g; **B)** ND OG 004-g. Numbers next to the structures denote carbon number. The star symbol indicates eudesmane.

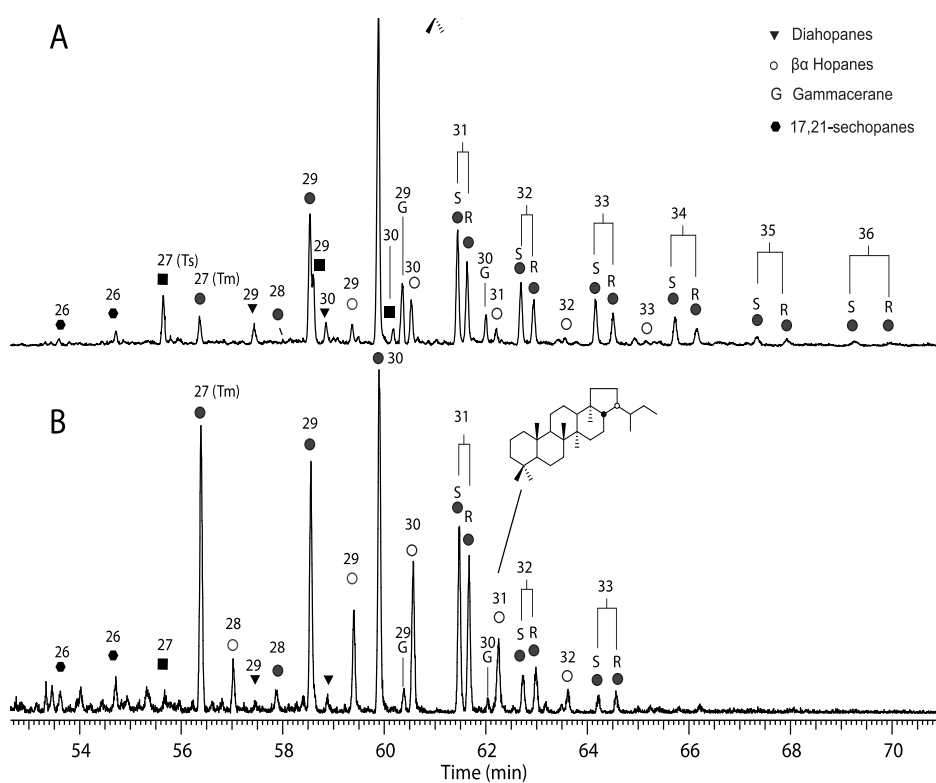


Figure 5.7: Representative fragmentograms (m/z = 191) showing the hopanoid distribution of two samples: **A)** SAUZ OG 005-g; **B)** SJ OG 006-g from the Goguel Level.

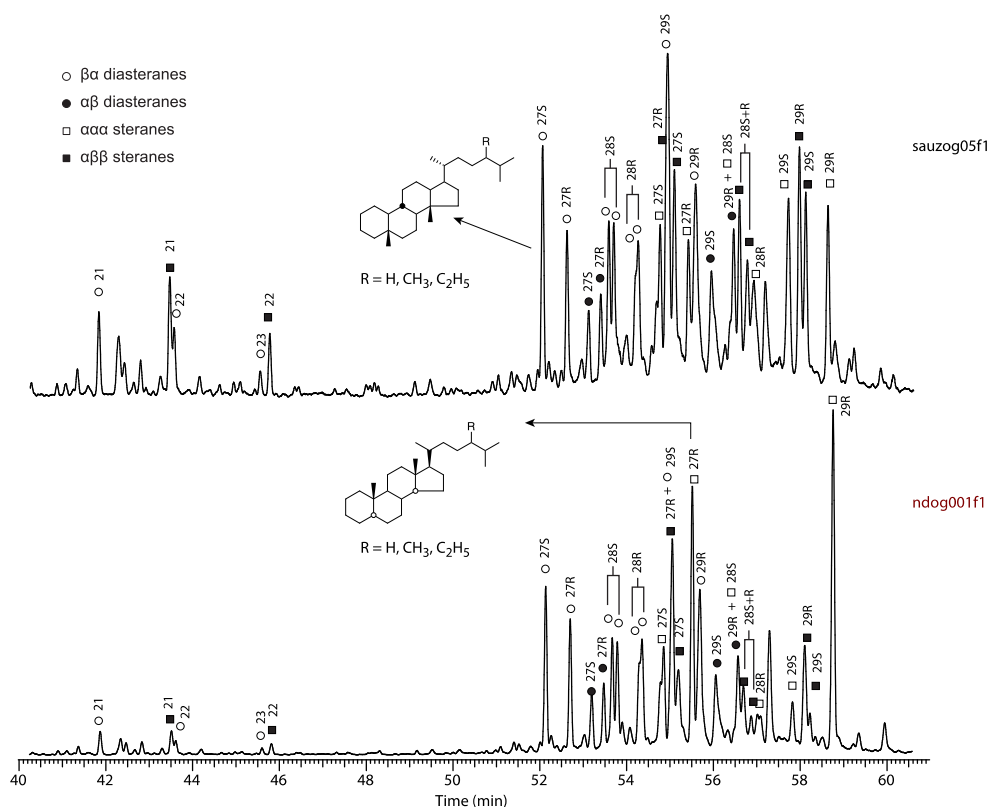


Figure 5.8: Representative fragmentograms ($m/z = 217$) showing the steroid distribution of two samples from the Goguel Level.

6.6.2. Aromatic compounds

This fraction is dominated by alkylnaphthalenes (methylnaphthalenes; MN, dimethylnaphthalenes; DMN, trimethylnaphthalenes; TMN), alkylphenanthrenes (phenanthrene; P, methylphenanthrenes; MP, trimethylphenanthrenes) and alkyldibenzofurans (Methyldibenzofuran, MDBF; dimethyldibenzofurans, DMDBF) (figure not shown). Alkyldibenzofurans were detected using the expanded gas chromatograms $m/z = 181+195+210$ (Quijada et al., 2016; [Table 5.7](#)). The selected ion chromatograms $m/z 142+156+170+184$ were used to calculate the maturity parameters from alkylnaphthalenes including the MNR, TMNr and TeMNR indices ([Table 5.7](#)). For the alkylphenanthrenes indices (MPR, MPI1 and MPI2; [Table 5.7](#)) the selected ion chromatograms $m/z 178$ and 192 were used.

Mono and triaromatic steranes are also present in low amounts. Cadalene and isohexylnaphthalene are present in all samples also in trace amounts. Expanded ion chromatogram $m/z 133+134$ show the distribution of isorenieratene derivatives (aryl-isoprenoids) in four samples (SAUZ OG 002-g, SAUZ OG 004-g, SAUZ OG 007-g and SAUZ OG 009-g) ranging from C_{10} to C_{25} ([Fig. 5.9](#)), these compounds are absent in other sections.

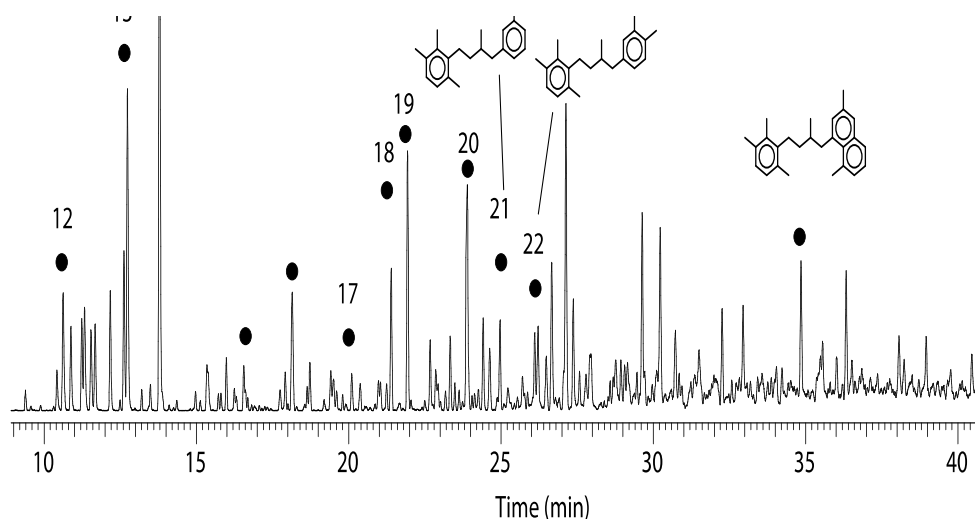


Figure 5.9: Partial ion chromatogram m/z 133+134 showing the distribution of aryl isoprenoids present in the studied extracts.

7. Interpretations

Even if the GL can be characterized by several analytical techniques, it is difficult to delineate unambiguously a depositional environment for this OAE 1a-interval equivalent: the results are very scattered between the four sections that recorded the GL. In order to elaborate a depositional model for the GL in the Vocontian Basin, the results allow to determinate the impact of burial (on OM and clay assemblages), the nature of OM, and the relative significance of dilution, condensation, oxygenation and productivity.

7.1. Impact of burial

Foremost, the possible impact of burial on the OM must be considered. From the Rock-Eval data, the OM of the Marnes Bleues Formation shows a low maturity (immature stage to onset of oil window in a pseudo Van-Krevelen, Fig. 5.4). The molecular biomarkers further support the low maturity of the OM. The distribution patterns of alkylnaphthalenes are dominated by low-maturity isomers, e.g., 1,2,5,6-1,2,3,5 tetramethylnaphthalenes (TeMN) over 1,3,6,7 TeMN showing ratios <1 (Table 5.7; van Aarssen et al., 1999). Alkylphenanthrenes also show the same trend, showing distribution dominated by 9-methylphenanthrene (9-MP) over 1-methylphenanthrene (1-MP) (e.g., MPI1 <1 ; Table 5.7; Radke et al., 1986). Other biomarkers showing low maturity include the contribution of low maturity hopane homologs (β,α -moretanes; Table 5.7; Peters et al., 2005; and references therein) and the absence or low abundance of the high maturity C_{27} hopane homolog (18 α -22,29,30-trisnorhopane; Fig. 5.7) and the relative low abundance of $\alpha\beta$ -steranes over the β,α -sterane homologs (Fig. 5.8; Seifert and Michael Moldowan, 1978).

The clay assemblages show a decrease (Glaise section) and a lack (Sauzeries section) of smectite in distal position. These variations ask the question of a possible illitization of smectite into I-S during the diagenesis. In order to test this hypothesis, the diagram of Esquevin Index vs Kübler Index (Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000) can be used to compare the burial of different sections (Fig. 5.10). In this diagram, all samples (AHs and GL) are situated in the same area, corresponding to the “anchizone” for the Kübler Index, and to the “biotite + muscovite” for the Esquevin Index, that indicate a similar burial for all sections. Moreover, if the smectite had been transformed into I-S during the diagenesis, the ratio I-S/illite (the two major components of the clay assemblages in the GL) would show an increase in the distal sections, in comparison to the proximal sections. Actually, the average ratio of I-S/illite are relatively similar: 1 in the Notre-Dame section, 1.7 in the Saint-Jaume section, 1.7 in the Glaise section, and 1.5 in Sauzeries section. Thus, there is no major variation of I-S in the clay assemblages that could be interpreted as illitization of smectite minerals. The disappearance of smectite could be explained by contrasting clay-source areas between proximal and distal sections. In addition, the discrimination of clay-mineral source areas is consistent with the values of IA that discriminate proximal sections and distal ones. Another explanation (or a complementary one) is that a proportion of smectite could have been transformed into chlorite during diagenesis (Tribovillard, 1989), which is consistent with the high proportion of chlorite in Sauzeries section (17% in average).

Thus, except for the smectite variations in distal positions, the clay minerals can be interpreted here as sedimentary signatures of what emerged lands supplied to the basin. The weak imprint of diagenesis onto the clay assemblages is consistent with previous studies (Deconinck, 1984, 1987; Levert and Ferry, 1988; Ghirardi et al., 2014). However, diagenesis could have impacted locally the clay assemblages, and the OM, in the localities close to the Alpine thrust front in the eastern part of the Vocontian basin (Levert and Ferry, 1988). Nevertheless, from clay-assemblage examination (Levert and Ferry, 1987), the burial depth in the occidental part of the Vocontian Basin was estimated to range between 500 to 1000 m.

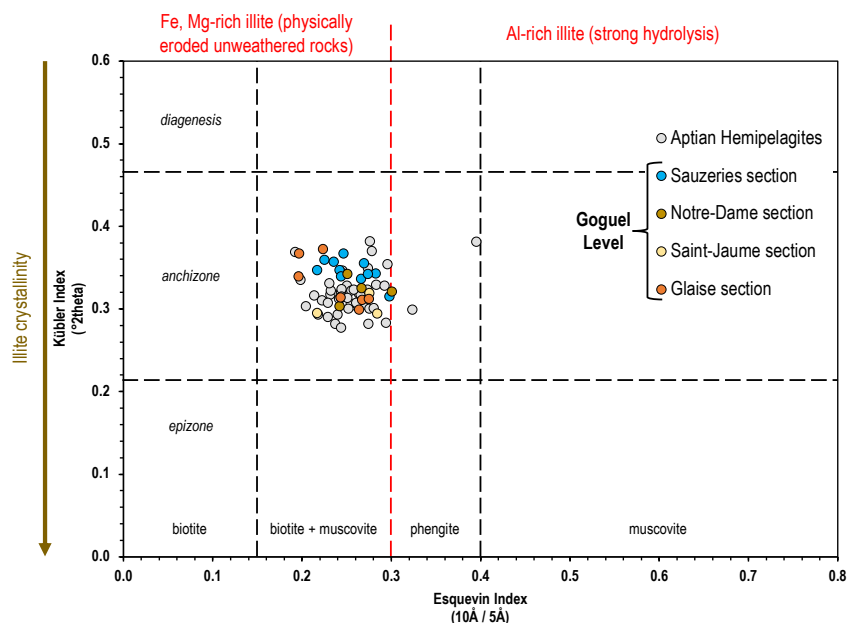


Figure 5.10: Plot of Esquevin Index vs Kübler Index indicating the burial from the clay minerals of the studied samples (diagram from Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000).

7.2. Nature of OM

To determine the origin of the OM we compared the four sections studied considering the Rock-Eval parameters (TOC, HI, Tmax) and biomarker assemblages for all the samples. Rock-Eval parameters show variable HI values of samples from the 4 sections studied (66 to 520 mgHC/gTOC) which is consistent with the Type II and III kerogen, suggesting a mixed OM source. Nevertheless, the **Figure 5.4** showing the pseudo van Krevelen diagram reveals that samples from Sauzeries section are exclusively in the HI range of marine OM.

The information retrieved from aliphatic linear biomarkers show a distribution of *n*-alkanes that may be indicative of the OM source. It is commonly used in literature the proportion of algal derived vs. land-plant-derived *n*-alkanes to corroborate OM origin. For instance, algal-bacterial OM is rich in short chain *n*-alkanes (<C₂₀), and land plant-derived OM is dominated by long-chain *n*-alkanes (>C₂₇) showing an odd-over-even carbon number predominance (OEP) (Cranwell et al., 1987 ; Eglinton and Hamilton, 1967). One of the ratios commonly employed to numerically represent the OEP is the carbon preference index (CPI; **Table 5.7**). In the samples studied CPI presents two main values: a) The sections with average values ~1, which is the case of Glaise (Av CPI = 1,03) and Sauzeries (Av CPI = 0,94); b) samples with average values <1 comprising the sections of Notre-Dame (Av CPI = 0,74) and Saint-Jaume (AV CPI = 0,81). These values suggest a marine OM source with a higher land plant influence to samples from Notre-Dame and Saint-Jaume sections.

Bicyclic sesquiterpenoids can also be indicative of the type of OM input. The eudesmane derivatives are land plant biomarkers commonly attributed to angiosperms, gymnosperms (Noble 1986; Ahmed et al. 1990) and liverworts (Liu et al. 2012). The sediments studied show a gradient in the relative

concentration of these bicyclic compounds. The highest relative amounts are observed in the sections of Saint-Jaume and Notre Dame. The distal sections show relative low amounts of eudesmane-type compounds (Fig. 5.6). The same trend is observed with land-derived aromatic compounds observed in the sediment extractions, showing higher input in proximal sections (Table 5.7). For instance, the aromatic fractions of proximal sections show higher inputs of methylated dibenzofuran derivatives (MDBF/MN; Table 5.7), which are major products of land plant-derived kerogens, coals (Stefanova et al. 1995; Radke et al. 2000; Romero-Sarmiento et al. 2011) and primitive thaloids (Quijada et al. 2015). They derive from the polycondensation of lignin and lignane degradation products (Hatcher & Clifford 1997) but they are also accepted as thermal degradation products of cellulose (Pastorova et al. 1994). The sterane distribution, dominated by the C₂₉ and C₂₇ isomers is typical of OM of marine algae. Other algae biomarkers including methylated steroids, in particular 4-methyl steroids, often assigned to dinoflagellates (dinosteroid) and/or acritarchs, are absent or present in low amount. The presence of high amounts of pentacyclic terpenoids with hopanoid skeleton and their diagenesis products attest for a bacterial contribution. This is corroborated by the presence of bicyclic sesquiterpenoids including drimane and homodrimane homologs (Ourisson et al., 1979; Alexander et al., 1983). The hopane/sterane ratio is often used to compare the relative proportion of eukaryotic vs. bacterial biomass. The lowest values of this ratio are observed in the samples from the proximal sections and therefore suggest higher contribution from eukaryotes in these samples, while a higher contribution from bacterial biomass is observed in the distal sections (Table 5.7).

On the basis of the molecular biomarkers results, two groups of OM are determined: 1) the “proximal” OM deposited in upper slope environment (Saint-Jaume and Notre-Dame sections) with a higher contribution from terrestrial OM and eukaryotes (for the marine OM contribution); and, 2) the “distal” pattern of OM recorded in the lower slope conditions (Glaise and Sauzeries sections) with a higher contribution of marine OM derived from bacterial biomass.

7.3. Dilution vs. condensation of OM

According to previous studies (Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2006), the GL is interpreted as an interval of condensation, in particular when comparing it to the background sedimentation of the Marnes Bleues Formation. Indeed, the average SRs of the GL were at least 3 times lower than the AHs (Fig. 5.3F). However, the comparison of average SRs of three sections (Saint-Jaume, Glaise and Sauzeries) allows determining the role of dilution in the OM sedimentation within the GL. In fact, the only OM-rich section (Sauzeries) shows very low average SR (0.4 cm/kyr). Moreover, the comparable TOC MARs in the two distal sections (Glaise and Sauzeries, Fig. 5.3F) indicate that the OM enrichment cannot be explained by higher inputs of OM in this part of the basin.

Comparing different sections within a same global event, the OAE 1a, allows to observe the role of dilution of OM, in the Saint-Jaume and Glaise sections (and possibly in Notre-Dame section), that show

low TOC values, and the role of condensation of OM, in the Sauzeries section that yield relatively high TOCs.

The variations of carbonate content in the GL can be explained by the same role of dilution/condensation. The CaCO₃ fraction was less diluted in the Sauzeries section than in the other sections, because the dilution/condensation of the carbonate fraction was the direct consequence of the detrital inputs, as proposed by Bréhéret (1997).

At the first order, the main discrimination between the studied four sections that contain the GL has to see with the (possible) occurrence of turbidites. Thus, the inputs of detrital materials, via turbidites currents, have induced the dilution of OM within the GL.

7.4. Depositional setting oxygenation

The general trend of trace-element distribution indicates that the Vocontian Basin appears to be homogeneous regarding the redox conditions, on the contrary of organic proxies (molecular biomarkers).

In the present study, several lipid biomarker proxies are used to diagnostic the differences in oxygenation. The first used is gammacerane, which is a saturated compound derived from the defunctionalization of tetrahymanol, that is, a compound biosynthesized by bacteriophage ciliates living at the thermocline in stratified water columns (Harvey & Mcmanus 1991; Haven et al., 1989; Sinninghe Damsté et al., 1995). Accordingly, the moderate to low abundances of gammacerane derivatives observed in the samples from GL can be used to probe the presence of a water column stratification that can be formed by difference in temperature or salinity. The highest relative concentrations of gammacerane homologs are observed in the distal sections of Sauzeries. Nevertheless, these compounds are not present along the whole studied interval, messaging an intermittent appearance of water-column stratification and the onset of relatively more-reducing conditions in the deep basin. Consistent with the detection of gammacerane, the hopane/sterane ratio shows higher values throughout the distal sections. Hopane/sterane ratio is also used as indirect proxy of oxygenation conditions during OM deposition. Hopanoids are produced exclusively by bacteria (Ourisson et al., 1979). Recent discussion about hopanoid provenance shows interestingly that enhanced production of hopanoids are observed in association with suboxic and anoxic depth within a chemocline in stratified water columns (Blumenberg et al., 2010; Sáenz et al., 2011; Rohrsen et al., 2013). Accordingly, the occurrence of higher inputs of hopanoids vs. steranes in distal sections could be associated with the presence of an hypoxic zone within the upper part of the water column in the distal part of the basin, derived from OM remineralization and the consequent oxygen consumption. Concomitant with these proxies, the detection aryl isoprenoids in the samples from Sauzeries section also indicate the appearance of sporadic events of hypoxia. These compounds derive from isorenieratene, that is an aromatic carotenoid synthesized by green sulfur bacteria (Chlorobiaceae) and purple sulfur bacteria (Chromatiaceae) (Schaeffer et al., 1997; Clifford et al., 1998; Brocks and Schaeffer 2008) which are photosynthetic anaerobic organisms requiring reduced

sulphur for living. Thus, isorenieratene derivatives are widely used as proxies for photic zone euxinia during the OM deposition (Koopmans et al., 1996; Damsté and Koopmans, 1997; Schaeffer et al., 1997; Júnior et al. 2013, Quijada et al., 2015). The use of aryl isoprenoids as proxies for water column euxinia has to be handled carefully since these compounds can also derive from aromatization of β -carotane (Koopmans et al., 1996). Nevertheless, presence of these compounds in concomitance with the other parameters of water column stratification and hypoxia in the distal samples from GL may reflect initial productivity of Chlorobiaceae. In fact, the relative limited preservation of intermediate-chain derivatives implicate that the euxinic conditions were not persisting (Schwark and Frimmel, 2004), reflecting intermittent stability of the water column stratification. The occurrence of a water column stratification and subsequently hypoxia in the water column, is consistent with previous data reported for the ‘Selli Level’, in Italy based in molecular biomarkers and palynomorphs (Heimhofer et al., 2004; Pancost et al., 2004; van Breugel et al., 2007).

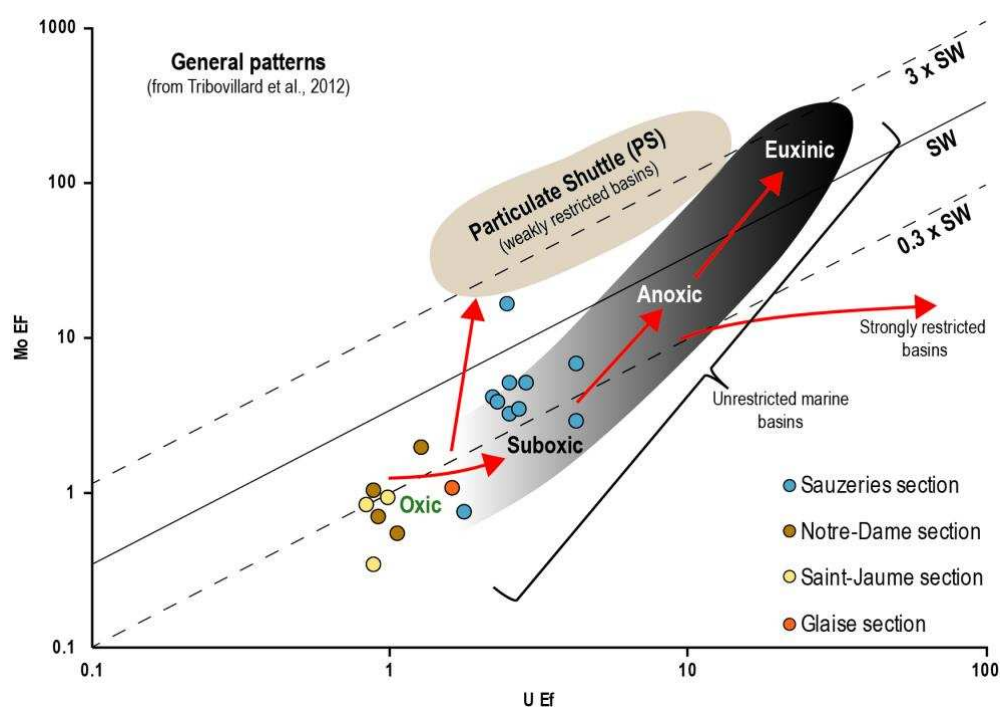


Figure 5.11: Plot of U-EF vs Mo-EF for the GL samples showing the oxygenation conditions in the Goguel Level. The SW lines corresponds to the Mo/U molar ratios similar to the seawater value (SW \sim 7.5-7.9) and the dashed lines correspond to the fractions thereof (3xSW, 0.3xSW). The pattern of U and Mo EFs are compared to the model proposed in Algeo and Tribovillard (2009).

According to redox-sensitive elements, the depositional conditions during the GL were approximately similar to the background sedimentation of the entire Marnes Bleues Formation, that is, relatively oxygenated. The exception corresponded to the Sauzeries section, where Mo-EFs, U-EFs and V-EFs are moderately enriched (Fig. 5.3E). According to Tribovillard et al. (2012), the U-EFs vs Mo-EFs crossplot allows to precise the oxygenation conditions during the deposition of the GL (Fig. 5.11). Here, Mo and

U distribution indicates suboxic to anoxic conditions during the deposition of the GL at the Sauzeries section, and oxic conditions in all the other sections, including the (distal) Glaise section.

Although our sampling step smoothes the results (each sample studied mixes several cm, and therefore corresponds to several kyr of deposition), it is surprising to observe these low to slight enrichment factors for the redox-sensitive elements. Consequently, two possible mechanisms are put forward to account for these results: 1) the “basin reservoir effect” (Algeo and Lyons, 2006; Algeo and Tribovillard, 2009); and 2) the “burn-down effect” (Middleburg and De Lange, 1988; Prahl et al., 2003).

1) The first mechanism would be the consequence of the position of Vocontian Basin within the Tethys Ocean. The connection between the basin and the ocean was achieved through a relatively narrow seaway (Fig. 5.1A), which could result in limited renewal of bottom waters (Bréhéret, 1997). The circulation patterns reconstructed for marine circulation in the Vocontian Basin indicate east-to-west currents along the northern coasts of the basin (Delamette, 1990; Föllmi et al., 2011). Moreover, in the other parts of the Tethys, the OAE 1a is classically associated to low oxygenation conditions in bottom-waters, as evidenced by widespread deposition of black shales, with strong enrichments of redox-sensitive elements. Consequently, the waters pushed into the Vocontian Basin via a seaway could have been originally (partly) depleted in redox-sensitive elements through the so-called “basin reservoir effect” (Algeo and Lyons, 2006; Algeo and Tribovillard, 2009) and, the limited renewal of deep-waters could have further enhanced the initial depletion in dissolved, redox-sensitive elements in the water mass within the Vocontian Basin. In the same way, the limited renewal of deep-waters may have caused intermittently water column stratification.

2) The second mechanism that had possibly impacted the redox-sensitive element concentrations in the sediments was the oxygenation and/or the post-deposition re-oxygenation by turbiditic currents, in sections with abundant turbidites (Saint-Jaume, Notre-Dame and Glaise). The recurrent inputs of turbiditic currents could have oxygenated the deep-water mass of the basin, and/or, could have re-oxygenated the sediment-water interface or even the underlying sediments, as observed in the Madeira Abyssal Plain, with the so-called “burn-down effect” (Thomson et al., 1984; Middleburg and De Lange, 1988; Prahl et al., 2003). In addition, these turbiditic currents could have broken locally the water column stratification, in particular in the proximal sections where the gammacerane abundances were very low.

7.5. Role of productivity

From the present results, the productivity-sensitive elements show enrichment factors close to 1, in all sections; the absence of authigenic enrichments strongly suggests that productivity kept at low level (that is low or normal levels of productivity). Moreover, the TOC MARs are relatively similar in the distal sections (Glaise and Sauzeries), and weakly higher in the proximal section (Saint-Jaume). The Sauzeries section contains the highest OM contents, and, if productivity had been strong during the GL deposition, the TOC MARs would have been distinctly higher than in other sections and in the AHs. In

addition to these results, the clay assemblages and the IA can help understanding the low-to-normal primary productivity in the basin. Indeed, there is no increase observed for neither kaolinite (a clay mineral formed under strongly hydrolyzing conditions supplying nutrients to the seas, Chamley, 1989) nor for IA (index also related to chemical hydrolysis of emerged lands, Von Eynatten et al., 2003), relative to the background sedimentation of the Marnes Bleues Formation. These two observations, on a limited fraction of sediment (clay minerals) from one part, and on the bulk detrital fraction of the sediments (IA) from the other part, allow to conclude that no climatic change occurred during the GL deposition in the Vocontian Basin. Finally, the absence of major climatic change in the sedimentary source areas, as previously proposed by Bréhéret (1997) and Heimhofer et al. (2004), is fully consistent with the low to normal surface-water productivity inferred from trace-element distribution. To conclude, we consider that: 1) the surface-water productivity was not a major cause of enrichment in OM within the GL; and, 2) the periodic water column stratification, demonstrated from molecular biomarkers, was not triggered by the productivity-driven model or by an increase of continental fresh water inputs.

7.6. Depositional model for the GL in the Vocontian Basin during the OAE 1a

The results indicate an intermittently water column stratification with: 1) an hypoxia in the photic surface-water, more marked in the distal sections (molecular biomarkers); and, 2) suboxic to anoxic conditions in the lower slope environment (molecular biomarkers and inorganic geochemistry). This stratification involved that the OM, mainly produced and degraded in the photic zone of present oceans (Karl et al., 1988; Feely et al., 2004), was relatively well preserved above the thermocline. Thus, this water column stratification implied that the remineralization of OM (degradation) took place below the chemocline. Nevertheless, due to the limited renewal of deep-waters in the Vocontian Basin (Bréhéret et al., 1997), the deep basin was not well ventilated. Consequently, the proposed model highlights the re-oxygenation of bottom water by turbiditic currents and the “burn-down effect” (Fig. 5.12).

In the upper slope (Saint-Jaume and Notre-Dame sections), as indicated by the organic compounds and the inorganic geochemistry, the depositional conditions were relatively well oxygenated and productivity was low to normal (that is, not distinctly high). The proximity of terrigenous source areas is suggested by the relative high contributions of terrestrial OM in the biomarker distribution. The input of detrital materials (via numerous turbidites) is observed with the high proportions of sands in the sediments and the relatively high SRs calculated and could have broken the water-column stratification (Fig. 5.12). We propose that the low organic content in the GL was the consequence of the dilution (by detrital inputs) and the destruction (under oxic conditions) of “proximal” OM during the deposition of sediments. In addition to the dilution of OM, the low carbonate contents could be interpreted as reflecting low productivity and relatively high clastic supply. The relative high TOC MARs in the Saint-Jaume section, in comparison to the distal sections, was probably due to the refractory behavior of the “proximal” OM, which was composed of higher amounts of terrigenous OM compared to “distal” OM.

In the lower slope (Glaise and Sauzeries sections), the signature of OM was specific too. The molecular biomarkers denote the relative strong contribution of marine OM (algal-bacterial), contrary of the proximal sections. The low proportions of sands in the clastic fraction also confirm the distal position. The molecular markers suggest strong water stratification, in particular in the Sauzeries section (confirmed by the inorganic geochemistry), and the productivity was low to normal. However, the organic contents and the inorganic geochemistry results are very dissimilar between the two deeper sections. This contrast is highlighted by the average SRs calculated: 1.2 cm/kyr in Glaise vs 0.4 cm/kyr in Sauzeries. On the basis of these arguments, the role of dilution and remineralization (oxygenation) can be considered. Indeed, the “distal” OM deposited in the Glaise section shows indication of water column stratification at the molecular scale, but the numerous turbidites probably diluted and destroyed (post-deposition re-oxidation) most of the OM during the deposition of sediments. In addition to the dilution of the OM in the sediment, the turbidite currents could have oxygenated the bottom-waters (destructive effect) and re-oxygenated the underlying sediments (“burn-down effect”). Similar to what is observed for proximal sections, the low carbonate contents could be the consequence of this dilution effect by detrital materials. At the Sauzeries section, the environment conditions were opposite. The organic compounds, and the inorganic geochemistry (Fig. 5.7), clearly indicate a strong water column stratification coupled to deep suboxic to anoxic conditions, during a period of condensation (very low average SR). According to our observations, the depositional model proposed puts forward condensed sedimentation in low oxygen environment, expressed by the concentration and preservation of OM. The relative low TOC MARs in distal sections show that the productivity was not higher than in the upper slope environment and, the very low values in Glaise section can be explained by the more labile “distal” OM under oxygenated conditions.

To conclude, the study of four sections on the slope of Vocontian Basin allows to build a depositional model including a water-column stratification during the GL (Fig. 5.12), where three specific environments have impacted the OM sedimentation: 1) the upper slope environment, fed by turbidites, with dilution (induced by turbidites) and destruction of “proximal” OM under oxic conditions (possible rupture of water-column stratification by turbiditic overturn); 2) the lower slope environment, initially weakly oxygenated, fed by turbidites, with dilution and destruction of “distal” OM, both process probably induced by turbidites; and 3) the lower slope environment with no turbidite, thence with sedimentary condensation in low-oxygenation context, where concentration and preservation of specific “distal” OM was substantially furthered.

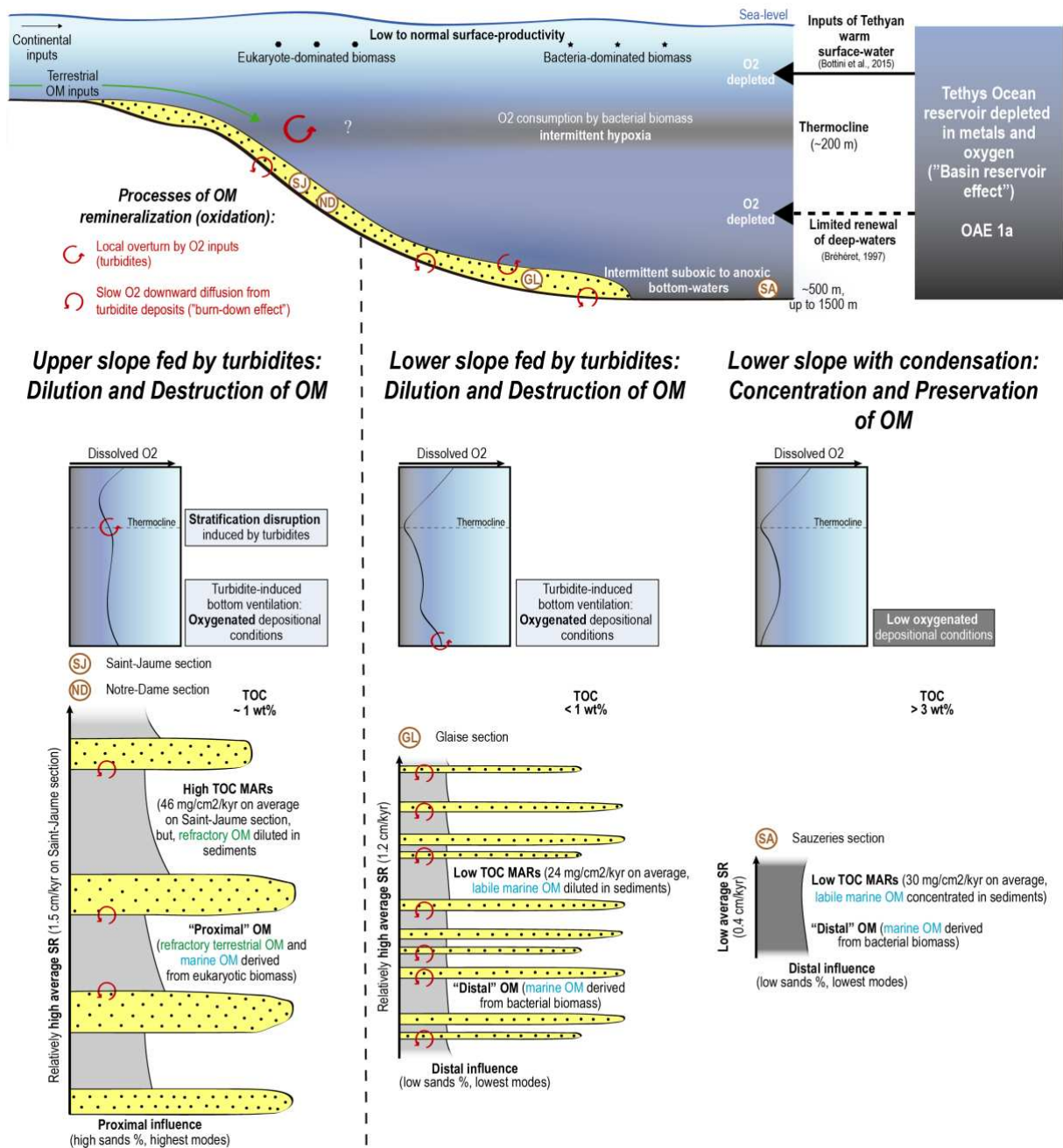


Figure 5.12: Model of organic matter sedimentation along the margin of the Vocontian Basin during the OAE 1a. Localization of sections are reported in the Fig. 5.1B.

8. Discussion: impact of sedimentary condensation and turbidite inputs in a low oxygenated, deep part of a basin

Organic-matter distribution in the GL highlights the role of low sedimentation rates coupled to low oxygenation in a stratified deep basin. In fact, based on numerous modern and ancient examples, these conditions have been described as the best way to attain OM enrichment in sediments (Stein et al., 1986; Creaney and Passey, 1993; Tyson, 2001; 2005; Sageman et al., 2003; Bohacs et al., 2005). Actually, increased accumulation of carbonate and clastic materials dilutes organic carbon in the sediments. According to Tyson (2001, 2005), the strongest OM enrichments occur in condensed sections (<1-5 cm/kyr) under dysoxic-anoxic conditions. Although the comparison of calculated average SRs with other data must be taken with precaution, it is conceivable that the average SR of the Sauzeries section was in the range of sedimentation rates proposed by Tyson (2001; 2005).

Moreover, the oxygen regime was the other major criterion. In the Sauzeries section, the redox-sensitive elements indicate low oxygenation, but in the other sections, the GL was clearly deposited under oxic condition. Although the “basin reservoir effect” (Algeo and Lyons, 2006; Algeo and Tribovillard, 2009) may have impacted the inorganic geochemistry, the turbidite inputs must have oxygenated the bottom waters and underlying sediments. The periodic flows of turbidites involved recurrent oxygen re-supply in bottom waters (Rubino, 1989, Rubino, pers. com.). Moreover, in the well described example of the Madeira Abyssal Plain (Middleburg and De Lange, 1988; Cowie et al., 1995; Thomson et al., 1998; Prah1 et al., 1997; 2003; Hoefs et al., 2002) and the Iberia Abyssal Plain (Meyers et al., 1996), the “burn-down effect” (Thomson et al., 1984; Middleburg and De Lange, 1988; Prah1 et al., 2003) corresponds to the post-deposition degradation of the OM. In detail, the low sedimentation rates of hemipelagic sediments, coupled to frequent turbiditic inputs, resulted in early diagenetic, re-oxidation of OM in the underlying sediments by slow oxygen diffusion downwards. In the sediments capped by thin turbidite deposits, the “burn-down effect” was deduced from the decrease of several trace element abundance and by biomarker evidences (Cowie et al., 1995; Thomson et al., 1998; Prah1 et al., 1997; 2003 Hoefs et al., 2002). On the contrary, the high sedimentation rates in hemipelagic sediments associated to thick turbiditic beds quickly seal the underlying sediments and furthered the depletion of oxygen and the sulfate reduction-related destruction of OM (Meyers et al., 1996). Once more, even if the present study does not take into consideration the compaction, the calculated average SRs for the sections with thin turbidites (1.5 and 1.2 cm/kyr in Saint-Jaume and Glaise sections, respectively) were 3 times lesser than the average SR in the Marnes Bleues Formation (3.4 cm/kyr), and, thereby, the average SRs corresponding to the GL interbedded with thin turbidites (millimeter to pluricentimeter-thick, Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003) can be considered as weak in the Vocontian Basin. Consequently, we propose that the slow sedimentation rates associated to brief turbiditic inputs have degraded the original OM in the sediments of the GL via a bottom water oxygenation and a possible post deposition re-oxygenation (Fig. 5.12).

While the dilution and the oxygenation are the key factors observed in the present study, the role of primary productivity can be challenged (Heimhofer et al., 2006; this study). According to results, primary productivity was not a factor of OM enrichment in the GL. In the “classical” model, the increased of primary productivity triggered the depletion of oxygen in the bottom ocean at the onset of the OAE 1a (Weissert, 1990; Föllmi, 1995, Sanfourche and Baudin, 2001; Westermann et al., 2013). In addition, Westermann et al. (2013) proposed that changes in the oxygenation conditions in the western Tethys were associated to fluctuating oxygen-minimum zone induced by high primary productivity rather than a stronger ocean stratification. Nevertheless, this model is not inconsistent with the results within the Vocontian Basin. In this stratified basin, two depleted oxygen zones were (episodically) present: the photic zone and the deep basin (Fig. 5.12). As previously discussed for the “basin reservoir effect” (section 7.4), the Vocontian Basin was a diverticulum of western Tethys where only limited renewal of bottom waters occurred (Bréhéret, 1997). We propose that the waters pushed into the Vocontian Basin had been previously depleted in oxygen within the Tethys ocean via the “classical” model of the OAE 1a, triggered by a high primary productivity. Finally, the waters of the Vocontian Basin were weakly oxygenated, despite a low-to-normal primary productivity (Fig. 5.12). Moreover, the surface-water paleotemperatures calculated for the Aptian in the Tethys Ocean were high (Bottini et al., 2015). Associated to warming of surface-waters, the solubility of atmospheric oxygen decreases (Weiss, 1970). Therefore, the water column stratification observed in the Vocontian Basin could be caused by: 1) the limited connection with the Tethys; 2) the inputs of depleted oxygen waters from the Tethys Ocean (caused by the OAE 1a); and, 3) the very warm surface-waters (Bottini et al., 2015).

During the Lower Cretaceous, the tectonic subsidence was higher in the oriental part of the Vocontian Basin than in the southeastern part, which explains the occurrence of numerous sub-marine canyons in this area (Fig. 5.1B; Joseph et al., 1989; Graciansky et Lemoine, 1988; Friès and Parize, 2003). Nevertheless, the paleogeography and the physiography of the Vocontian Basin could have also impacted the heterogeneity of organic sedimentation during the GL deposition. The southeastern part of basin was farther away from sedimentary source areas and/or connected to different sedimentary source area(s). Consequently, the southeastern part of basin was preserved from detrital fluxes with more efficiency (Bréhéret, 1997). Due to the paleogeography of the Vocontian Basin (Figs. 5.1A, 5.1B), it was possible that the watershed that fed the southeastern part of Vocontian Basin was more restricted (see Grosheny et al., 2017). This hypothesis is consistent with the distinct data of clay assemblages (lack of smectite, see section 7.1)) and IA in the Sauzeries section (see section 7.5) in comparison to oriental sections.

9. Conclusions

Most often, when OAEs are mentioned, people used to envision oceans or basins with sluggish bottom circulations, stratified water columns and bottom anoxia, if not euxinia. As said above, things were not so uniformly simplistic during episodes of OAEs and the present study allows us exposing the following force lines. During the OAE 1a, the Vocontian Basin, a marine basin connected to the northern margin of the Tethys Ocean, behaved like any other such basin would be expected to in such a geometrical disposition: the basin was stratified (intermittently) and the deep parts were submitted to redox conditions that were more severe than those of the more proximal parts of the basin. The sedimentation rate was markedly impacted by the occurrences of turbidites. Such features are rather common or expectable for semi-enclosed basins.

The first take-home message, regarding the Vocontian Basin, is that the water-column stratification did not result from strong surface productivity but rather from: 1) the specific geographical location of the Vocontian Basin, involving a limited renewal of deep-waters and an inflow of trace-metal- and oxygen-depleted waters; and 2) the high surface-water paleotemperatures which occurred during the OAE 1a. The second take-home message is that turbidites, in addition to have diluted the OM in the sediments and to have broken the water-column stratification in the upper slope, must have ventilated the seabottom they affected, re-oxidizing the sediment-water interface and the underlying sediments, even in the deep parts of the basin where reducing conditions prevailed. Both results are not really a breakthrough; they have already been mentioned for many other present or past environments. In other words, no peculiar evidence can be observed that the basin was markedly impacted by the OAE 1a being prevailing in other parts of the Tethys. This is bit counter-intuition in that one would expect that a semi-enclosed basin, connected to an ocean where anoxia may be evidenced in numerous places, would have underwent drastically-anoxic conditions. Here our results suggest that some trace metal- and oxygen-depleted waters may have entered the basin during the OAE 1a, but the hypothesis still requires to be confirmed. Nevertheless, the OAE 1a is recorded on the platform and in the deep basin through the stable isotope signature of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) — the usual way to identify OAEs. A strong positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion is classically interpreted to be the mark of a large-scale phenomenon affecting OM storage and linked to severe anoxic conditions. As previously evidenced on the surrounding platforms, our work shows that the OAE 1a may also be recorded in basins where truly-anoxic situations cannot be evidenced. Such basins (e.g., the Vocontian Basin) recorded the isotope signature carried by water masses but did not record severe local anoxia, or the anoxia they recorded is not in proportion with what it should be to account for the $\delta^{13}\text{C}$ excursion. Our interpretation is that the isotope signature of the OAE 1a may have spread largely over extended parts of the Tethys and its adjacent basins. The isotope signature would have been originating from places in the Tethys with an important OM burial and storage, and this signature would have “propagated” to places of the marine domain (e.g., the Vocontian Basin) where no important OM accumulation took place.

10. Acknowledgements

The authors wish to thank TOTAL S.A. company for permitting to publish this article. Marion Delattre, Monique Gentric, Romain Abraham, technical staff of the Laboratory of Oceanology and Geosciences (LOG) of the Earth Sciences Dept. of University of Lille are warmly thanked for their much-appreciated help in the lab. This work was funded by the TOTAL S.A. company.

11. References

- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic. *Paleoceanography* 21 (1), PA1016.
- Algeo, T.J., Tribouillard, N., 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Ando, T., Sawada, K., Okano, K., Takashima, R., Nishi, H., 2017. Marine primary producer community during the mid-Cretaceous oceanic events (OAEs) 1a, 1b and 1d in the Vocontian Basin (SE France) evaluated from triaromatic steroids in sediments. *Organic Geochemistry* 106, 13-24.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., 1991. Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 535-545.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Pratt, L.M., 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature* 335, 714–717.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Schlanger, S.O., 1985. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present. In: Sundquist, E.T., Broecker, W.S. (Eds.) *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂*. Monographs of the American Geophysical Union 32, 504-529.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO ASI Series C 304, 75-119.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O., 1979. Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63, 870-885.
- Attewell P. B., Farmer I. W., 1976. *Principles of Engineering Geology*. Chapman and Hall, London.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 261-308.
- Beaudoin, B., Friès, G., 1984. Phénomènes de resédimentation. Crétacé inférieur subalpin. 5^{ième} Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n°6, 51 pp.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R., Cabrol, C., 1986. Tectonique synsédimentaire crétacée à l’Ouest de la Durance (S.E. France). *CR Acad. Sci. Paris* 303, 713-718.
- Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.L. De B., 2001. Technologie Rock-Eval 6 : Performances et Développements. *Oil and Gas Science and Technology* 56 (2),111-34.
- Blumenberg, M., Mollenhauer, G., Zabel, M., Reimer, A., Thiel, V., 2010. Decoupling of bio- and geohopanoids in sediments of the Benguela Upwelling System (BUS). *Organic Geochemistry* 41, 1119-1129.
- Bodin, S., Godet, A., Westermann, S., Föllmi, K.B., 2013. Secular change in northwestern Tethyan water-mass oxygenation during the late Hauterivian-early Aptian. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 121-131.
- Bohacs, K.M., Grabowski, G.J., Carroll, A.R., Mankiewicz, P.J., Miskell-Gerhardt, K.J., Schwalbach, J.R., Wegner, M.B., Simo, J.A.T., 2005. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 31-101.
- Bonin, A., Pucéat, E., Vennin, E., Mattioli, E., Aurell, M., Joachimski, M., Barbarin, N., Laffont, R., 2016. Cool episode and platform demise in the Early Aptian: New insights on the links between climate and carbonate production. *Paleoceanography* 31, 66-80.
- Bottini, C., Erba, E., Tiraboschi, D., Jenkyns, H.C., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2015. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. *Climate of the Past* 11 (3), 383-402.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach of facies interpretation. Ph.D. thesis. University of Utrecht. Elsevier Publishers, Amsterdam, 168 pp.
- Bout-Roumazeilles, V., Eisa C., Laurent L., Pierre D., 1999. Clay Mineral Evidence of Nepheloid Layer Contributions to the Heinrich Layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146 (1-4), 211-28.
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J., Schlanger, S.O., 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios* 9, 335-369.
- Bralower, T.J., Cobabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L., Longoria, J., 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 418-437
- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D.J., Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M.S., Sager, W.W., Sliter, W.V., Stein, S. (Eds.) *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Geophysical Monograph Series 77, 5–37, AGU, Washington, D.C.

- Bray, E. E., and Evans, E. D., 1961. Distribution of n -paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 22 (1), 2-15.
- Bréhéret, J.G., 1994. The Mid-cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian Zone of the French Southeast Basin. In: Mascle, A. (Eds) *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Special Publication EAPG 4*, 295-320.
- Bréhéret, J.G., 1997. L’Aptien et l’Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. Ph.D. thesis. University of Tours, France. Publication Société Géologique du Nord 25, 614 pp.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*, Springer Verlag, Berlin.
- Charbonnier G. and Föllmi K.B., 2017. Mercury enrichments in lower Aptian sediments support the link between Ontong Java large igneous province activity and oceanic anoxic episode 1a. *Geology* 45, 63-66.
- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.-C., Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello-guida “radiolaritico-bituminoso-ittiolitico” alla base delle Marne a Fucoidi nell’Appennino umbro-marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 106, 183-192.
- Cotillon, P., 2010. Sea bottom current activity recorded on the southern margin of the Vocontian basin (southeastern France) during the lower Aptian. Evidence for a climatic signal. *Bull. Soc. géol. Fr.* 181 (1), 3-18.
- Cotillon, P., Banvillet, M., Gaillard, C., Groshény, D., Olivero, D., 2000. Les surfaces à *Rhizocorallium* de l’Aptien inférieur sur la bordure méridionale du bassin vocontien (France Sud-Est), marqueurs de dynamiques locales ; leur relation avec un événement anoxique global. *Bull. Soc. géol. Fr.* 171, 229-238.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I., Prahl, F.G., De Lange, G.J., 1995. Elemental and major biochemical changes across an oxidation front in a relict turbidite : An oxygen effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (1), 33-46.
- Creaney, S., Passey, Q.R., 1993. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework: American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin* 77, 386-401.
- Dauphin, L., 2002. Litho-, bio- et chronostratigraphie comparées dans le bassin vocontien, à l’Aptien. Ph.D. thesis. University of Lille I, France, 516 pp.
- Deconinck, J.-F., 1984. Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpine (France Sud-Est) ; comparaison avec le domaine Atlantique Nord. Ph.D. thesis. University of Lille, 150 pp.
- Deconinck, J.F., 1987. Identification de l’origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux : le cas des alternances marne-calcaire du Crétacé inférieur subalpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 139-145.
- Delamette, M., 1990. Aptian, Albien and Cenomanian microbialites from the condensed phosphatic deposits of the Helvetic shelf, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83 (1), 99-121.
- Dunoyer de Seconzac, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mémoires du service de la carte géologique d’Alsace et de la Lorraine vol. 29., Strasbourg, pp. 320.
- Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, 9 (3), 483-501.
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D., Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature* 409, 325.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. l’Inst. Fr. Pétrol.* 40, 563-579.
- Espitalié, J., 1993. Rock Eval pyrolysis. In: Bordenave, M.L. (Eds) *Applied petroleum geochemistry*, Technip, Paris, 237-261.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 147-153.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Schlitzer, R., Bullister, J.L., Mecking, S., Greeley, D., 2004. Oxygen Utilization and Organic Carbon Remineralization in the Upper Water Column of the Pacific Ocean. *Journal of Oceanography* 60 (1), 45-52
- Ferry, S., 2017. Summary on Mesozoic carbonate deposits of the Vocontian Trough (Sub-alpine Chains, SE France). In: Granier, B. (Ed) *Some key Lower Cretaceous sites in Drôme (SE France)*, Carnets de Géologie, Madrid, CG2017_B01, 9-42.
- Föllmi, K.B., (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35, 230-257
- Föllmi, K.B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorous burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* 23, 859-862.
- Föllmi, K.B., Delamette, M., Ouwehand, P.J., 2011. Aptian to Cenomanian Deeper-Water Hiatal Stromatolites from the Northern Tethyan Margin. In: Tewari V., Seckbach J. (Eds) *Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments. Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology* vol 18. Springer, Dordrecht, 159-186.
- Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S., Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow-water carbonate build-up along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon-isotope record. *Paleoceanography* 21, PA4211.

- Frau, C., Pictet, A., Spangenberg, J.E., Masse, J.-P., Tendil, A.J.-B., Lanteaume, C., 2017. New insights on the age of the post-Urgonian marly cover of the Apt region (Vaucluse, SE France) and its implication on the demise of the North Provence carbonate platform. *Sedimentary Geology* 359, 44-61.
- Friès, G. and Parize, O., 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology* 50 (6), 1231-1270.
- Friès, G., 1987. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomani. Ph.D. thesis. University of Paris 6, France. *Mémoire des Sciences de la Terre ENS Mines Paris 4*, 370 pp.
- Ghirardi, J., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Martinez, M., Bruneau, L., Amiotte-Suchet, P., Pucéat, E., 2014. Multi-proxy orbital chronology in the aftermath of the Aptian Oceanic Anoxic Event 1a: Palaeoceanographic implications (Serre Chaitieu section, Vocontian Basin, SE France). *Newsletters on Stratigraphy* 47 (3), 247-262.
- Gignoux, M., 1925. *Géologie Stratigraphique*. Masson et Cie, Paris.
- Giorgioni, M., Keller, C.E., Weissert, H., Hochuli, P.A., Bernasconi, S.M., 2015. Black shales – from coolhouse to greenhouse (early Aptian). *Cretaceous Research* 57, 716-731.
- Goldberg, K., Humayun, M., 2010. The applicability of the chemical index of alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 175-183.
- Graciansky, P.C de, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4 (5), 733-737.
- Grosheny, D., Ferry, S., Lécuyer, C., Thomas, A., Desmares, D., 2017. The Cenomanian-Turonian Boundary Event (CTBE) on the southern slope of the Subalpine Basin (SE France) and its bearing on a probable tectonic pulse on a larger scale. *Cretaceous Research* 72, 39-65.
- Guérin, S., 1981. Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages DSDP de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. Unpublished report, University of Nice, 198 pp.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Andersen, N., Weissert, H., 2004. Absence of major vegetation and palaeoatmospheric $p\text{CO}_2$ changes associated with oceanic anoxic event 1a (Early Aptian, SE France). *Earth Planetary Science Letters* 223, 303-318.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Weissert, H., 2006. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 93-109.
- Herrle, J.O., Mutterlose, J., 2003. Calcareous nannofossils from the Aptian - early Albian of SE France: Paleocological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research* 24, 1-22.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1992. Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpine (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* 163, 147-158.
- Hoefs, M.J.L., Rijpstra, W.I.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2002. The influence of oxic degradation on the sedimentary biomarker record I: Evidence from Madeira Abyssal Plain turbidites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 66 (15), 2719-2735.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A., Herbert, T., 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology* 38 (10), 899-902.
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., Immenhauser, A., 2011. Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a. *Earth and Planetary Science Letters* 304 (3), 547-558.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology* 52, 77-99.
- Jenkyns, H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 7-9, 943-949.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (3), 1-30.
- Jiang, C., Chen, Z., Lavoie, D., Percival, J.B., Kabanov, P., 2017. Mineral Carbon MinC(%) from Rock-Eval Analysis as a Reliable and Cost-Effective Measurement of Carbonate Contents in Shale Source and Reservoir Rocks. *Marine and Petroleum Geology* 83, 184-94.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., 1989. Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *CR Acad. Sci. Paris* 309, 1031-1038.
- Karl, D.M., Knauer, G., Martin, J.H., 1988. Downward flux of particulate organic matter in the ocean: a particle decomposition paradox. *Nature* 332, 438-441.
- Köbber, P., Herrle, J.O., Appel, E., Erbacher, J., Hemleben, C., 2001. Magnetic records of climatic cycles from mid-Cretaceous hemipelagic sediments of the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research* 22, 321-331.
- Kübler, B., 1967. Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 1, 259-278.

- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity. *CR Acad. Sci. Paris* 331 (2), 75-89.
- Levert, F., Ferry, S., 1987. L'apport argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d'altération de l'héritage. *Géol. Alp.*, Mém. h.s. 13, 209-2013.
- Levert, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, 1029-1038.
- Malinverno, A., Erba, E., Herbert, T.D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli level) in the Cismon APTICORE. *Paleoceanography* 25, PA2203.
- Malkoc, M., Mutterlose, J., Pauly, S., 2010. Timing of the early Aptian $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Boreal Realm. *Newsletter on Stratigraphy* 43, 251-273.
- Masse, J.-P., Bouaziz, S., Amon, E.O., Baraboshin, E., Tarkowski, R.A., Bergerat, F., Sandulescu, M., Platel, J.P., Canerot, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ziegler, M., Rimmelé, G., Charrat, F., Faure-Muret, A., Ivanik, M., Jabaloy, A., Lamarche, J., Le Nindre, Y.M., Lewy, Z., Nikishin, A.A., Plotnikova, L., Vaslet, D., 2000. Early Aptian (112–114 Ma), map 13. In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds) *Atlas Peri-Tethys: palaeoenvironmental maps, Explanatory notes*, Paris, 268pp.
- Masse, J.-P., Fenerci-Masse M., 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research* 32, 659-684.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : revision du concept d'isthme durancien. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 18, 49-66.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10 (3), 593-610.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 1021.
- Méhay, S., Keller, C.E., Bernasconi, S.M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., Hochuli, P. A., 2009. A volcanic CO_2 pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis. *Geology* 37, 819–822.
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A., Caron, M., 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys. *Paleoceanography* 13 (5), 530-545.
- Meyers, P.A., Silliman, J.E., Shaw, T.J., 1996. Effects of turbidity flows on organic matter accumulation, sulfate reduction, and methane generation in deep-sea sediments on the Iberia Abyssal Plain. *Organic Geochemistry* 25 (1-2), 69-78.
- Middelburg, J.J., De Lange, G.J., 1988. Geochemical characteristics as indicators of the provenance of Madeira abyssal plain turbidites. A statistical approach. *Oceanologica acta* 11 (2), 159-165.
- Montero-Serrano, J.C., Föllmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Tribouillard, N., Fantasia, A., Suan, G., 2015. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 429, 83-99.
- Moreno-Bedmar, J.A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Martínez, R., Grauges, A., 2009. Biostratigraphic characterization by means of ammonoids of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the eastern Iberian Chain (Maestrat Basin, eastern Spain). *Cretaceous Research* 30, 864-872.
- Moullade, M., Kuhnt, W., Bergen, J.A., Masse, J.P., Tronchetti, G., 1998. Correlation of biostratigraphic and stable isotope events in the Aptian historical stratotype of La Bédoule (south-east France). *CR Acad. Sci. Paris* 327, 693-698.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Okano, K., Sawada, K., Takashima, R., Nishi, H., Okada, H., 2008. Further examples of archaeal-derived hydrocarbons in mid-Cretaceous oceanic anoxic event (OAE) 1b sediments. *Organic Geochemistry* 39, 1088-1091.
- Ourisson, G., Albrecht, P., Rohmer, M., 1979. The Hopanoids: palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. *Pure and Applied Chemistry* 51, 709-729.
- Pancost, R.D., Crawford, N., Magness, S., Turner, A., Jenkyns, H.C., Maxwell, J.R., 2004. Further evidence for the development of photic-zone euxinic conditions during Mesozoic oceanic anoxic events. *Journal of the Geological Society, London* 161, 353-364.
- Peters, K., Walters, C., Moldowan, J., 2005. *The Biomarker Guide: Biomarkers and isotopes in the environment and human history*, 2nd ed. Cambridge University Press, New York.
- Pictet, A., Delanoy, G., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Baudouin, C., Boselli, P., Boselli, M., Kindler, P., Föllmi, K.B., 2015. Three successive phase of platform demise during the early Aptian and their association with the oceanic Selli episode (Ardèche, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 418, 101-125.
- Prahl, F.G., Cowie, G.L., De Lange, G.J., Sparrow, M.A., 2003. Selective organic matter preservation in "burn-down" turbidites on the Madeira Abyssal Plain. *Paleoceanography* 18 (2), 1052.

- Prahl, F.G., De Lange, G.J., Scholten, S., Cowie, G.L., 1997. A case of post-depositional aerobic degradation of terrestrial organic matter in turbidite deposits from the Madeira Abyssal Plain. *Organic Geochemistry* 27 (3-4), 141-152.
- Radke, M., Welte, D.H., Willsch, H., 1986. Maturity parameters based on aromatic hydrocarbons: Influence of the organic matter type. *Organic Geochemistry* 10, 51-63.
- Reboulet, S., Szives, O., Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Company, M., Idakieva, V., Ivanov, M., Kakabadze, M.V., Moreno-Bedmar, J.A., Sandoval, J., Baraboshkin, E.J., Çağlar, M.K., Fózy, I., González-Arreola, C., Kenjo, S., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Rawson, P.F., Tavera, J.M., 2014. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). *Cretaceous Research* 50, 126–137.
- Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Tribouillard, N., 2014. Controls on Detrital Sedimentation in the Cariaco Basin during the Last Climatic Cycle: Insight from Clay Minerals. *Quaternary Science Reviews* 94, 62-73.
- Ricou, L.E., Lamotte, F. de, 1986. Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes-Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Geol. Dyn. Géog. Phys. Paris* 27 (3-4), 237-245.
- Rohrsen, M., Love, G.D., Fischer, W., Finnegan, S., Fike, D.A., 2013. Lipid biomarkers record fundamental changes in the microbial community structure of tropical seas during the Late Ordovician Hirnantian glaciation. *Geology* 41, 127-130.
- Rubino, J.-L., 1989. Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In: Ferry, S. and Rubino, J.-L. (Eds) *Mesozoic Eustacy on Western Tethyan Margins. Post-Meeting Field Trip in the "Vocontian Trough"*. ASF, Publ. Spéc. 12, 28-45.
- Ruvalcaba-Baroni, I., Topper, R.P.M., van Helmond, N.A.G.M., Brinkhuis, H., Slomp, C.P., 2013. Was the North Atlantic Ocean well-ventilated during Oceanic Anoxic Event 2 in the mid-Cretaceous? *Biogeosciences Discussions* 10, 13231-13276.
- Sáenz, J.P., Wakeham, S.G., Eglinton, T.I., Summons, R.E., 2011. New constraints on the provenance of hopanoids in the marine geologic record: Bacteriohopanepolyols in marine suboxic and anoxic environments 42, 1351-1362.
- Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Ver Straeten, C.A., Hollander, D.J., Lyons, T.W., 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle-Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology* 195, 229-273.
- Sanfourche, J., Baudin, F., 2001. La genèse des évènements anoxiques de la période moyenne du Crétacé. Examen de l'hypothèse du mécomictisme océanique, *Ann. Soc. Geol. du Nord*, T. 8 (2e série), 107-119.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic event: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw* 55, 179–188.
- Schouten, S., Kohnen, M., 1996. Restricted utility of aryl isoprenoids as indicators for photic zone anoxia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4873-4876.
- Schwark, L., Frimmel, A., 2004. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW-Germany. *Chemical Geology* 206, 231-248.
- Seifert, W.K., Michael Moldowan, J., 1978. Applications of steranes, terpanes and monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 77-95.
- Souquet, P., 1978. Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7 (5), 711-712.
- Sperazza, M., Moore, J.N., Hendrix, M.S., 2004. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very Fine-Grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research* 74 (5), 736-743.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159-204.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2012. Late Barremian-Early Aptian paleoenvironmental change: the Cassis-La Bédoule section (SE France). *Cretaceous Research* 37, 209-222.
- Stein, R., Rullkötter, J., Welte, D.H., 1986. Accumulation of organic-carbon-rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic ocean – A synthesis. *Chemical Geology* 56, 1-32.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tejada, M.L.G., Katsuhiko, S., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T., Tatsumi, Y., 2009. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology* 37, 855–858.
- Thomson, J., Jarvis, I., Green, D.R.H., Green, D.A., Clayton, T., 1998. Mobility and immobility of redox-sensitive elements in deep-sea turbidites during shallow burial. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (4), 643-656.
- Thomson, J., Wilson, T.R.S., Culkin, F., Hydes, D.J., 1984. Non-steady state diagenetic record in eastern equatorial Atlantic sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 23-30.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V., Tribouillard, N., 2001. Carbonate grain- size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* 71, 858-862.

- Tribouillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232, 12–32.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation – Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology* 324-325, 46-58.
- Tribouillard, N.P., 1989. Sédimentation rythmique dans les Marnes Bleues de l’Aptien-Albien du bassin vocontien (France Sud-Est). In : Cotillon, P. (Eds) Les événements de la partie moyenne du Crétacé. *Géobios Spec. Publ* 11, 213-224.
- Tyson, R.V., 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry* 32, 333-339.
- Tyson, R.V., 2005. The “productivity versus preservation” controversy: cause, flaws, and resolution. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 17-33.
- van Aarssen, B.G.K., Bastow, T.P., Alexander, R., Kagi, R.I., 1999. Distributions of methylated naphthalenes in crude oils: indicators of maturity, biodegradation and mixing. *Organic Geochemistry* 30 (10), 1213-1227.
- van Breugel, Y., Schouten, S., Tsikos, H., Erba, E., Price, G.D., Sinninghe Damsté, J.S., 2007. Synchronous negative carbon isotope shifts in marine and terrestrial biomarkers at the onset of the early Aptian oceanic anoxic event 1a: Evidence for the release of ¹³C-depleted carbon into the atmosphere. *Paleoceanography* 22, PA1210.
- Von Eynatten, H., Barcelo-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology* 35, 231–251.
- Weiss, R.F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-Sea Research* 17, 721-735.
- Weissert, H., 1981. The environment of deposition of black shales in the early Cretaceous: an ongoing controversy. In: Warme, J.E., Douglas, R.G., Winterer, E.L. (Eds) *The Deep Sea Drilling Project: a Decade of Progress*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 32, 547-560.
- Weissert, H., 1990. Siliciclastics in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans: documents of periodic greenhouse climate conditions. *Memorie – Società Geologica Italiana* 44, 59-69.
- Weissert, H., McKenzie, J.A., Channell, J.E.T., 1985. Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. In: Sundquist, E.T. and Broecker, W.S. (Eds) *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, Geophysical Monograph Series 32, 531-545, AGU, Washington, D.C.
- Westermann, S., Stein, M., Matera, V., Fiet, N., Fleitmann, D., Adatte, T., Föllmi K.B., 2013. Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the early Aptian oceanic anoxic event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 121, 467-486.
- Westermann, S., Vance, D., Cameron, V., Archer, C., Robinson, S.A., 2014. Heterogeneous oxygenation states in the Atlantic and Tethys oceans during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters* 404 (C), 178-189.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petrol. Mij., Den Haag, 239 pp.

12. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO

L'étude granulométrique de la fraction argileuse s'est révélée surprenante, puisqu'en effet les argiles représentent moins de 1% de la composition totale du sédiment. De plus, la coupe de Sauzeries, qui contient les plus fortes teneurs en COT (3,3 wt% en moyenne), affichent les plus faibles proportions d'argiles dans le sédiment (Fig. 5.3B, moins de 0,6%). De plus, aucune relation entre la minéralogie des argiles et la distribution du cortège organique n'a pu être mise en évidence, les teneurs en minéraux argileux étant très faibles. Le Faisceau Goguel avait été présenté comme étant riche en smectite (Bréhéret, 1997), mais il apparaît finalement que cet enrichissement, très faible quand il est ramené à la composition totale du sédiment, dépend également de la position dans le Bassin Vocontien. En effet, l'impact des sources sédimentaires joue un rôle sur la distribution du cortège argileux au sein du Faisceau Goguel, comme on peut le constater avec l'absence de smectite sur la coupe de Sauzeries (Fig. 5.3C). La comparaison de la composition totale du sédiment du Faisceau Goguel avec les hémipélagites aptiennes permet de constater que ce niveau organique contient plus de silts (70% en moyenne contre 55%) et moins de carbonates (21% en moyenne contre 36%, Fig. 5.3B).

13. Rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO et variation du contenu organique le long de la pente vocontienne

Les coupes de Saint-Jaume et de Notre-Dame (Figs. 5.2D, 5.2E) ont été échantillonnées afin d'étudier le transport de MO terrestre en domaine profond. Les biomarqueurs ont permis de noter une faible contribution terrestre dans le contenu organique du Faisceau Goguel de ces deux coupes, même si la MO est majoritairement d'origine marine. Il aurait également pu être envisagé une resédimentation de MO marine déposée sur la plate-forme du bassin. Cependant, l'épisode du Faisceau Goguel correspondant à un hiatus sédimentaire sur la majorité des bordures vocontiennes, aucun sédiment organique n'est connu sur les plate-formes durant l'OAE 1a (Cotillon, 2010 ; Frau et al., 2017). Au contraire, nos résultats démontrent que les courants turbiditiques ont eu un effet néfaste sur la préservation de la MO durant le dépôt du Faisceau Goguel.

La faible contribution terrestre dans la MO du Faisceau Goguel des coupes de Saint-Jaume et Notre-Dame est attribuée au fait que ces coupes étaient situées en position proximale sur l'ancienne pente vocontienne. En effet, le Faisceau Goguel de la coupe de Glaise (position distale dans le Bassin Vocontien) contient également de nombreuses turbidites fines, mais sans trace de contribution terrestre dans le contenu organique.

Chapitre 6 – Transect proximal-distal dans les Terres Noires du Bassin

Subalpin :

un bon témoin d'événements globaux à défaut d'accumuler de la matière organique

Avant-propos

Dans la formation des Terres Noires, l'objectif initial était d'échantillonner une séquence stratigraphique de 3^e ordre afin d'étudier l'évolution verticale du cortège organique. Les travaux de *Boulila (2008)* et *Boulila et al. (2010)* nous ont servi à échantillonner une séquence stratigraphique de 3^e ordre dans le domaine profond des Terres Noires du Bassin Subalpin (région de Veynes). Ensuite, afin d'étudier la distribution de la matière organique (MO) le long d'un transect proximal-distal, le même intervalle de temps a été échantillonné sur la coupe de Crotenay par Philippe Courville (région du Jura, position proximale dans le bassin), puis, des échantillons ont été prélevés dans la région de Grenoble dans le cadre de l'encadrement d'un stagiaire de M1, Bastien Huet (coupes de Grant Nant et de Darguil, position intermédiaire dans le bassin). Les teneurs en MO se sont révélées relativement faibles dans la coupe distale du bassin, et très faibles dans les domaines moins profonds (Jura et région de Grenoble). La chute d'accumulation de MO dans la coupe de Oze a tout d'abord été reliée à l'évolution du contenu organique au sein de la séquence de 3^e ordre (cycle S2 de *Boulila et al., 2010*). Toutefois, il est rapidement apparu qu'un événement global entre l'Oxfordien inférieur et moyen est venu se surimposer sur la sédimentation hémipélagique des Terres Noires. Cet événement, bien visible avec nos résultats de géochimie sédimentaire dans le domaine distal, est moins détectable sur les positions plus proximales du Bassin Subalpin.

Le chapitre des résultats est présenté sous la forme d'un article scientifique après le résumé en français. Ensuite, les résultats des Terres Noires sont discutés par rapport aux problématiques de la thèse.

Résumé

Le Mésozoïque est une période marquée par l'éclatement progressif de la Pangée, impliquant de profondes conséquences pour la paléogéographie, le paléoclimat et la paléocéanographie. Les évidences les plus nettes de ces changements sont enregistrées dans les sédiments pélagiques. Cette étude a pour objectif de décrire la sédimentation d'un bassin restreint de la plate-forme nord téthysienne, le Bassin Subalpin en France, en utilisant une approche multi-paramètres (cortège des minéraux argileux, granulométrie, Rock Eval, géochimie inorganique, biomarqueurs moléculaires et analyses statistiques), avec un regard plus poussé sur la sédimentation de la MO. Pour ce faire, l'intervalle correspondant à la

transition entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen (EMOT) a été échantillonné au sein de l'épaisse formation des Terres Noires à trois endroits de l'ancienne marge : en position proximale sur la Plate-forme Bourguignonne, en position intermédiaire et distale sur des coupes du Bassin Subalpin. Malgré la distribution stratigraphique monotone des paramètres dans les sédiments, les analyses statistiques permettent de montrer que chaque environnement de dépôt était spécifique. Durant l'EMOT, les résultats ne montrent pas de variation dans la position proximale et intermédiaire, sauf pour les compositions totales des sédiments. Nos résultats montrent des changements du cortège argileux, de la géochimie organique et inorganique durant l'EMOT, qui sont la conséquence de changements climatiques et de subtiles variations de la chimie de l'eau de mer. Il est démontré que ces modifications furent liées à une réorganisation océanographique, à un réchauffement climatique et à une hausse du niveau marin global, tous causés par l'éclatement de la Pangée. Cet événement global a établi un nouveau courant équatorial, qui provoqua une perturbation de l'ancien système de méga-mousson. Ainsi, il apparaît qu'une série sédimentaire hémipélagique peut enregistrer un important changement environnemental et stratigraphique, même dans un bassin reclus de la Téthys comme pouvait l'être le Bassin Subalpin.

A proximal-distal transect across the semi-enclosed, Late Jurassic, Subalpine Basin (S-E France) : no place for organic-matter accumulation but a valuable recorder for stratigraphic events

Alexis Caillaud¹, Melesio Quijada¹, Sarah Benkadi¹, Bastien Huet¹, Jean-Yves Reynaud¹, Eric Armynot du Châtelet¹, Armelle Riboulleau¹, Viviane Bout-Roumazelles¹, François Baudin², Thierry Adatte³, Anthony Chappaz⁴, Jean-Noël Ferry⁵, Philippe Courville⁶, Nicolas Tribovillard¹

¹Laboratoire d'Océanologie et Géosciences, UMR 8187 LOG CNRS-Université de Lille -ULCO, France

²Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, ISTEP, 75005, Paris, France

³Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

⁴Department of Earth and Atmospheric Sciences, Central Michigan University, Mount Pleasant, MI, USA

⁵TOTAL S.A., CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France

⁶Université de Rennes 1, Géosciences Rennes UMR 6118

Key words: organic matter, Terres Noires Formation, Late Jurassic, organic geochemistry, inorganic geochemistry

Abstract

The Mesozoic was the time of the break-up of Pangea, with profound consequences for the paleogeography, paleoclimate, and paleoceanography. The best evidences of these changes are recorded within the pelagic sediments. The present study aims at describing sedimentation in a small side-basin of the northern platform of the Tethys Ocean, the French Subalpine Basin, using an integrated approach (clay-mineral assemblages, grain-size, Rock Eval, inorganic geochemistry, molecular biomarkers and statistical analysis) with special emphasis onto the organic matter sedimentation. For this purpose, the Early and Middle Oxfordian Transition (EMOT) interval within the thick Terres Noires Formation was sampled in three locations along the ancient margin: a proximal section on the Burgundy Platform, and intermediate and distal composite sections in the Subalpine Basin. Despite the monotonous stratigraphic distribution of the sediment parameters, the statistical data processing shows that each depositional environment was specific. During the EMOT, the results do not show variation in the proximal and intermediate positions, except for the sediment compositions. Our results show that changes in the clay-mineral assemblages and the organic/inorganic geochemistry are observed during the EMOT, which are explained by climatic changes and seawater-chemistry variations. It is illustrated how these modifications were related to an oceanographic reorganization, a climate warming and a global rise of

sea-level, caused by the break-up of the Pangea. This global event established a new, free, circum-equatorial, circulation which provoked a perturbation of the ancient perennial mega-monsoonal system. It appears that a hemi-pelagic sedimentary succession could record an important environmental, hence stratigraphical, change, even in a diverticulum of the Tethys like the Subalpine Basin.

1. Introduction

The Jurassic was a warm period of the Phanerozoic; nevertheless, there were several exceptions with some short cold intervals (Abbink et al., 2001; Dromart et al., 2003b; Cecca et al., 2005; Dera et al., 2011). For example, between the Callovian and the Lower Oxfordian, an important cooling was recorded in the Tethys Ocean. The end-Callovian cooling could have corresponded to a short period of icehouse, its duration has been estimated between 1 My (Cecca et al., 2005) and 2.6 My (Dromart et al., 2003b). This cooler episode was probably associated with a fall of global sea-level (Haq et al., 1987; Haq, 2017; Dromart et al., 2003b; Ramajo and Aurell, 2008), although eustasy is debated for the Middle-to-Upper Jurassic transition (Jacquin et al., 1998 (in Hardenbol et al., 1998)). In the western Tethyan basins, this event was accompanied by a drop in carbonate production and the setting up of terrigenous sedimentation during the Callovian to the Early Oxfordian (Dromart et al., 2003a; Louis-Schmid et al., 2007).

During the Early-to-Middle Oxfordian Transition (hereafter called EMOT), the Tethyan realm underwent several major changes recorded in the climatic (Riboulleau et al., 1998; Abbink et al., 2001; Wierzbowski, 2002; 2004; Dromart et al., 2003b; Cecca et al., 2005; Hautevelle, 2006; Brigaud et al., 2008; Grice et al., 2015), eustatic (Dromart et al., 2003b; Haq et al., 1987; Haq, 2017; Ramajo and Aurell, 2008), and oceanographic settings (Louis-Schmid et al., 2007; Rais et al., 2007; Dera et al., 2015). All these changes were interpreted as the consequence of a global reorganization of the Pangea (Ziegler, 1988; see discussion in Rais et al., 2007), including the widening of the Hispanic Corridor (Fig. 6.1A), which separated the Gondwana and Laurasia continents (e.g., Riccardi, 1991; Winterer, 1991; see discussion in Rais et al., 2007). Coupled to a global sea-level rise during the EMOT (Haq et al., 1987; Haq, 2017; Ramajo and Aurell, 2008), oceanic circulations between the Tethys-Atlantic-Panthalassa oceans through the Hispanic Corridor were improved. Consequently, the establishment of a free circum-equatorial circulation impacted peri-Tethyan basins during the Oxfordian times (Winterer, 1991; Hotinski and Toggweiler, 2003e), especially with resuming carbonate production (Dromart et al., 2003a;).

Regarding the Tethys Ocean, a few studies (Riboulleau et al., 1998; Abbink et al., 2001; Wierzbowski, 2002; 2004; Dromart et al., 2003a; 2003b; Cecca et al., 2005; Hautevelle, 2006; Louis-Schmid et al., 2007; Rais et al., 2007; Brigaud et al., 2008; Ramajo and Aurell, 2008; Dera et al., 2015; Grice et al., 2015) were focused onto the climatic changes, eustatism and sedimentary record during the EMOT. However, for a better assessment of the spatial record of the EMOT, the lateral evolution of the

sedimentary record along a proximal to distal transect in a basin was investigated in the present study. In particular, only few studies examined the record of the EMOT through OM (OM) sedimentation (Hauteville et al., 2006; Grice et al., 2015).

The scope of this paper is to explore the potential changes in the sedimentological record along an ancient margin during a major global event, here the EMOT, through sedimentary analysis, inorganic geochemistry and biomarker study, mainly. For this purpose, the Early to Middle Oxfordian sediments of the Terres Noires Formation (TN Fm) were studied in three locations (proximal, intermediate and distal) along a transect through the South-Eastern Basin (a.k.a. Subalpine Basin) of France.

2. Geological setting of the Subalpine Basin during the Jurassic

The evolution of Subalpine Basin was associated to the post-variscan development of the western European craton. The Tethys Ocean opened through intra-continental rifting during the Triassic (Curnelle and Dubois, 1986; Bergerat and Martin, 1994) and then, several stages of rifting have structured the Subalpine Basin between the Rhaetian and the Bathonian (Baudrimont and Dubois, 1977; Lemoine et al., 1986). During the Bathonian, the oceanic expansion in the Tethys Ocean started, and afterward, the Subalpine Basin corresponded geographically to the northern platform of the Tethys Ocean (Graciansky et al., 1999). After the Jurassic period, the structuration of the Subalpine Basin was also impacted by the formation of the Durancian Isthmus and the Pyrenean and Alpine orogens (Baudrimont and Dubois, 1977; Debrand-Passard et al., 1984).

The basinal part of South-East France of Jurassic age was made up with the Subalpine Basin and the Provençal Basin, surrounded by the Provençal Platform to the south, the Vivaro-Cévenole Border to the west and the Burgundy Platform to the north (Fig. 6.2). During the Oxfordian times, the Subalpine Basin was situated between the nascent Atlantic, the future North Sea and the Tethys Ocean (Fig. 6.1A, 6.2). Thus, the Subalpine Basin was a sort of diverticulum of the Tethys Ocean, only connected with the open ocean to its east end (Fig. 6.2). During the Middle to Upper Jurassic, the northwestern margin of the Tethys Ocean was composed of vast shallow platforms with a mixed sedimentation and by some deep basins, like the Subalpine Basin, dominated by a terrigenous sedimentation (Enay et al., 1993).

The morphology and sedimentation in the Subalpine Basin were controlled by a system of extensive faults and tilted blocks inherited from the Tethyan Rifting. For that reason, the synsedimentary tectonic induced important contrasts of thickness in the deep basin (Dardeau et Graciansky, 1990; Graciansky et al., 1999; Pellenard, 2003). During the Callovo-Oxfordian period, the Subalpine Basin was structured in several panels more or less subsiding, as illustrated by the variability of sedimentation rates in the *Plicatilis* Ammonite Zone (16 to 55 cm/kyr, Pellenard, 2003). The reactivation of extensive faults in the deep basin could be the consequence of the North Atlantic Rifting (Dardeau et al., 1988; 1990; 1994; Graciansky et al., 1994) or of the differential compaction on each tilted block of the margin (Graciansky

et al., 1999). The Subalpine Basin sedimentation was also impacted by halocinetic movements, initiated during the Latest Triassic and/or Early Jurassic (Masclé et al., 1988; Dardeau et Graciansky, 1990). Halokinesis operated during the deposition of the TN Fm, but its impact onto sedimentation was only recorded locally (Desmaison, 1985; Desmaison et al., 1988; Dardeau et al., 1988; 1990; Graciansky et al., 1999; Pellenard, 2003). In the same way, the occurrence of diapirs have furthered the formation of chemoherms through fluid circulations in the fracture networks (Bourseau, 1977; Tribouvillard, 1989; Pellenard, 2003).

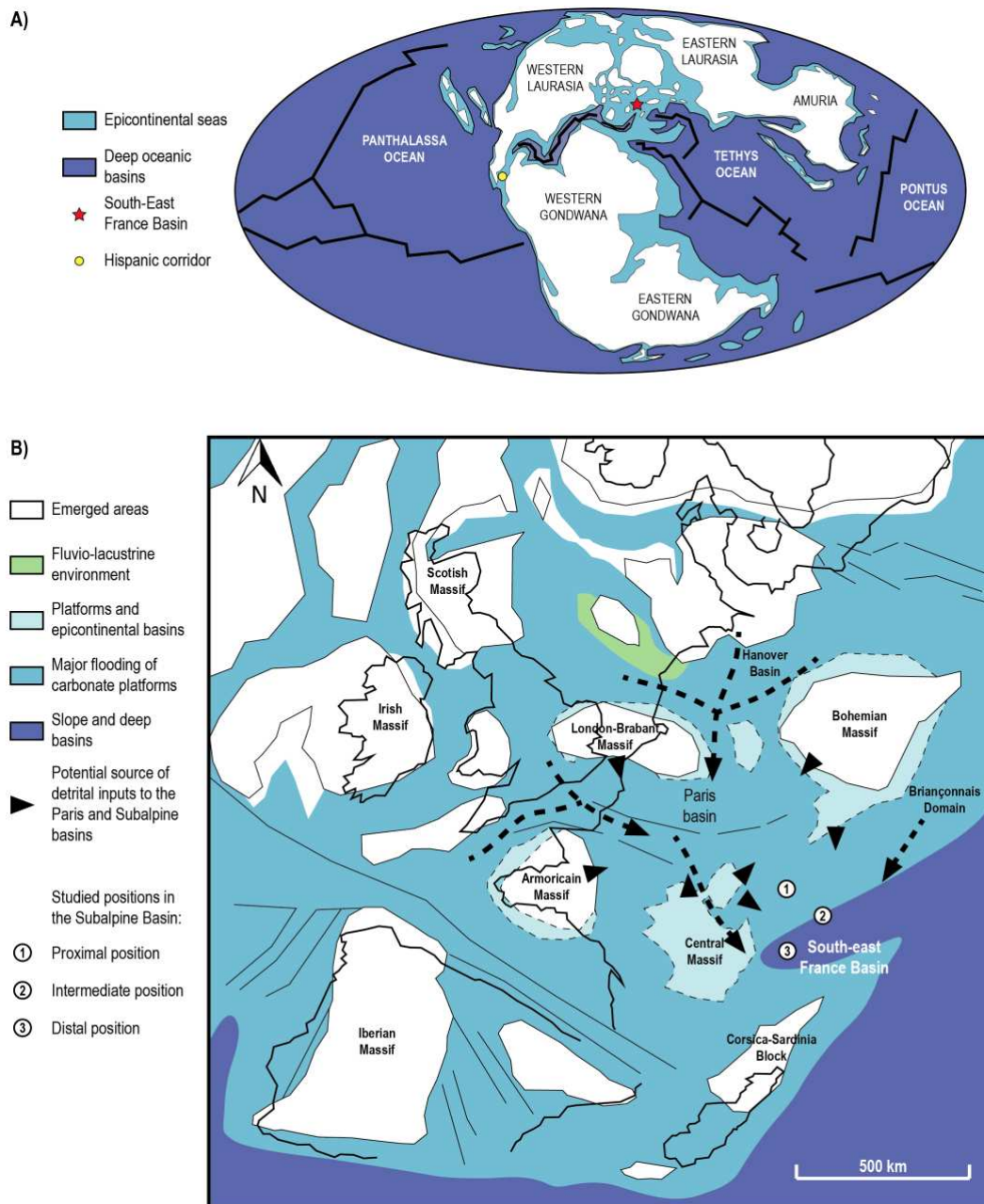


Figure 6.1: **A)** Paleogeographic map of Callovian times (simplified from R. Blakey's maps: <http://cpgeosystems.com>, in *Dera et al., 2015*). **B)** Paleogeographic map of possible sources of detrital inputs in the Paris and South-East France basin (modified from *Pellenard, 2003*; and *Dercourt et al., 1993*; in *Boulila et al., 2008*).

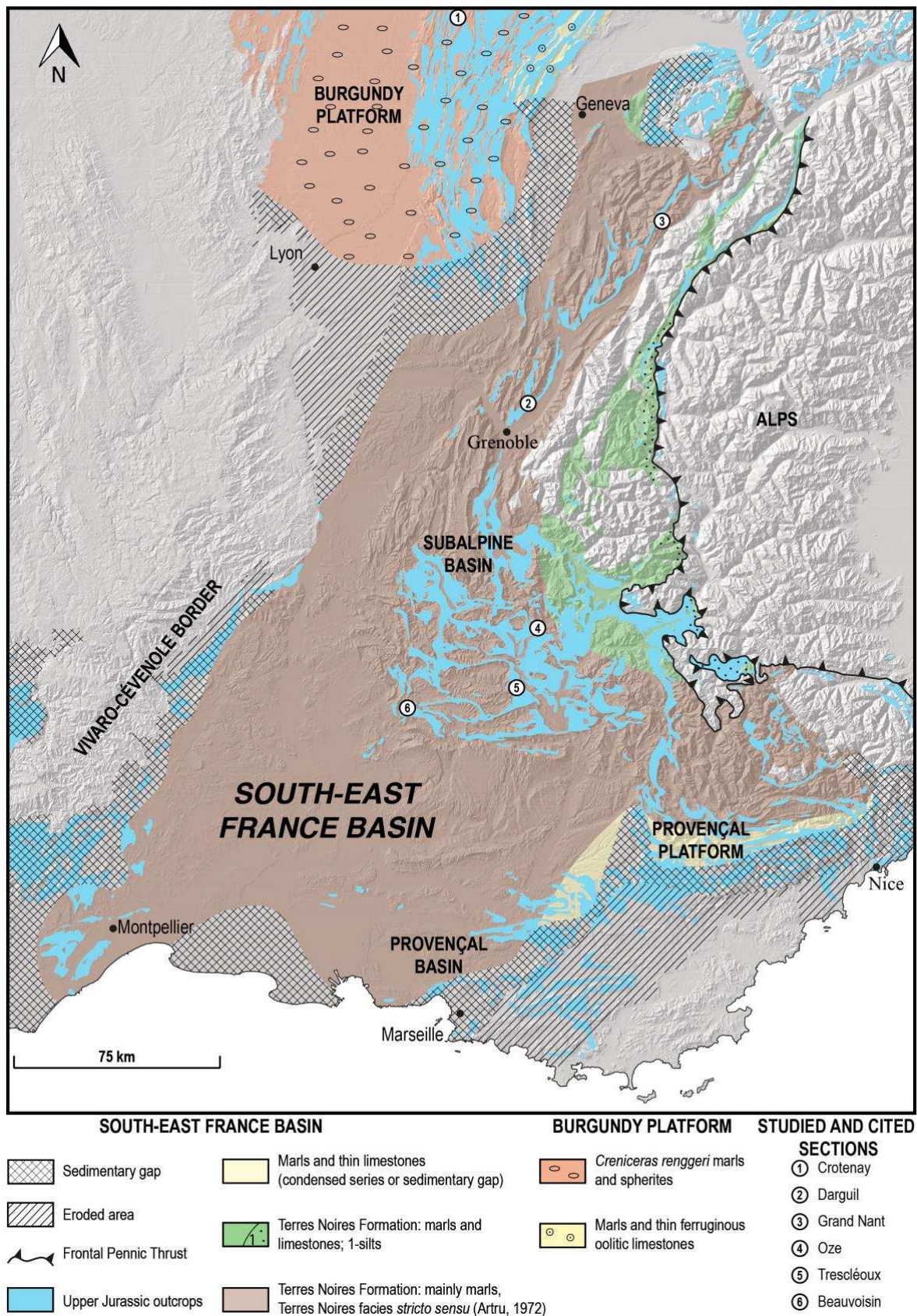


Figure 6.2: Lower Oxfordian facies in the South-East France Basin with the localization of the studied and cited sections (map from *Debrand-Passard et al., 1984*; elevation data from the SRTM 90 m resolution dataset available at <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>).

3. The Terres Noires Formation

The TN Fm has been first described by Gignoux (1960) and the first complete sedimentological study was performed by Artru (1972). According to previous works of Artru (1972), Baudrimont and Dubois (1977), Awongo (1984), Tribovillard (1989), Barféty et al., (1995), Graciansky et al. (1999) and Pellenard (2003), the TN Fm is present in most of the Subalpine Basin, but it crops out mainly in the central part of the Subalpine Basin (Fig. 6.2). In the more subsiding areas of the Subalpine Basin, the formation can reach up to 2000 m of thickness (Artru, 1972). The most-complete type-section, from the Upper Bajocian to the Middle Oxfordian, has been described in the Laragne-city area in the Subalpine Basin (Artru, 1972). The TN Fm is mostly composed of monotonous darks marls with some intercalations of thin limestone beds (Fig. 6.3). The lower limit of the TN Fm is diachronous throughout the Subalpine Basin: Upper Bajocian up to Bathonian in the central part of the Subalpine Basin, overlying the blue clayey limestones of the Middle Jurassic and Callovian on the borders (Artru, 1972). The upper limit corresponds to the Middle Oxfordian, with the transition to the Argovian facies through a concordant or slightly discordant boundary (Artru, 1972; Dardeau et al., 1988; Pellenard, 2003). The TN Fm was divided in two members, separated by the limestones of the “median marker-bed” (Artru, 1972). However, the so-called Terres Noires facies *stricto sensu* — monotonous marlstones/siltstones — corresponds to the Callovian and Oxfordian interval of the TN Fm (Upper Member; Artru, 1972; Pellenard, 2003). In its lower part (Fig. 6.3), the Upper Member corresponds to Callovian limestones with chemoherms interbedded in clayey marls, with several horizons of colored nodules (chocolate-brown, rust and cream). In the upper part, the marls are more carbonated, with occurrence of thin burgundy-red limestones and rust-colored nodules around the Lower-Middle Oxfordian boundary (Pellenard, 2003). The top of the TN Fm is marked by marl-limestone alternations characterizing the Argovian facies (Artru, 1972). The TN Fm was deposited in deep marine basin settings (circa-littoral to bathyal domain, Artru, 1972; Debrand-Passard et al., 1984, Pellenard, 2003), where bottom-waters were periodically stratified (Tribovillard and Ducreaux, 1986; Tribovillard, 1988; 1989). Several emerged source areas (Fig. 6.1B) could have fed the Subalpine Basin during the Callovian-Oxfordian period: the Bohemian Massif, French Massif Central (partially emerged), Corsica-Sardinia Block or even the London-Brabant Massif and the Briançonnais Domain (Artru, 1972; Graciansky et al., 1999; Pellenard, 2003; Pellenard and Deconinck, 2006). Nevertheless, the clay assemblages reveal a homogeneous record in the Subalpine Basin suggesting distal and homogeneous supplies (Pellenard and Deconinck, 2006).

In this paper, only the Lower to Middle Oxfordian part of the TN Fm and the lowermost part of the Argovian facies have been studied. This time interval shows some particularities: (1) the highest terrigenous OM contents in the TN Fm ($\leq 1\text{wt}\%$, Tribovillard, 1988; 1989); (2) the maximum of subsidence, reached during the Upper Callovian to Lower Oxfordian (Dardeau et al., 1994), and resulting locally in very thick series (up to ~ 700 m in the composite section of Boulila et al., 2010); (3) the best possible biostratigraphical, lithological and astronomical calibrations basing on previous works

(Artru, 1972; Fortwengler et al., 1997; Pellenard, 2003; Boulila et al., 2010); and, (4) a marker bed visible at the top of the interval throughout the entire Subalpine Basin, namely, the Argovian facies, that is useful for sampling a monotonous marly section. In addition, according to Artru (1972), the continental OM of the TN Fm could be derived from fresh terrestrial-compounds, and from fossil OM beforehand burial, probably the Carboniferous coals of the Variscan Orogen.

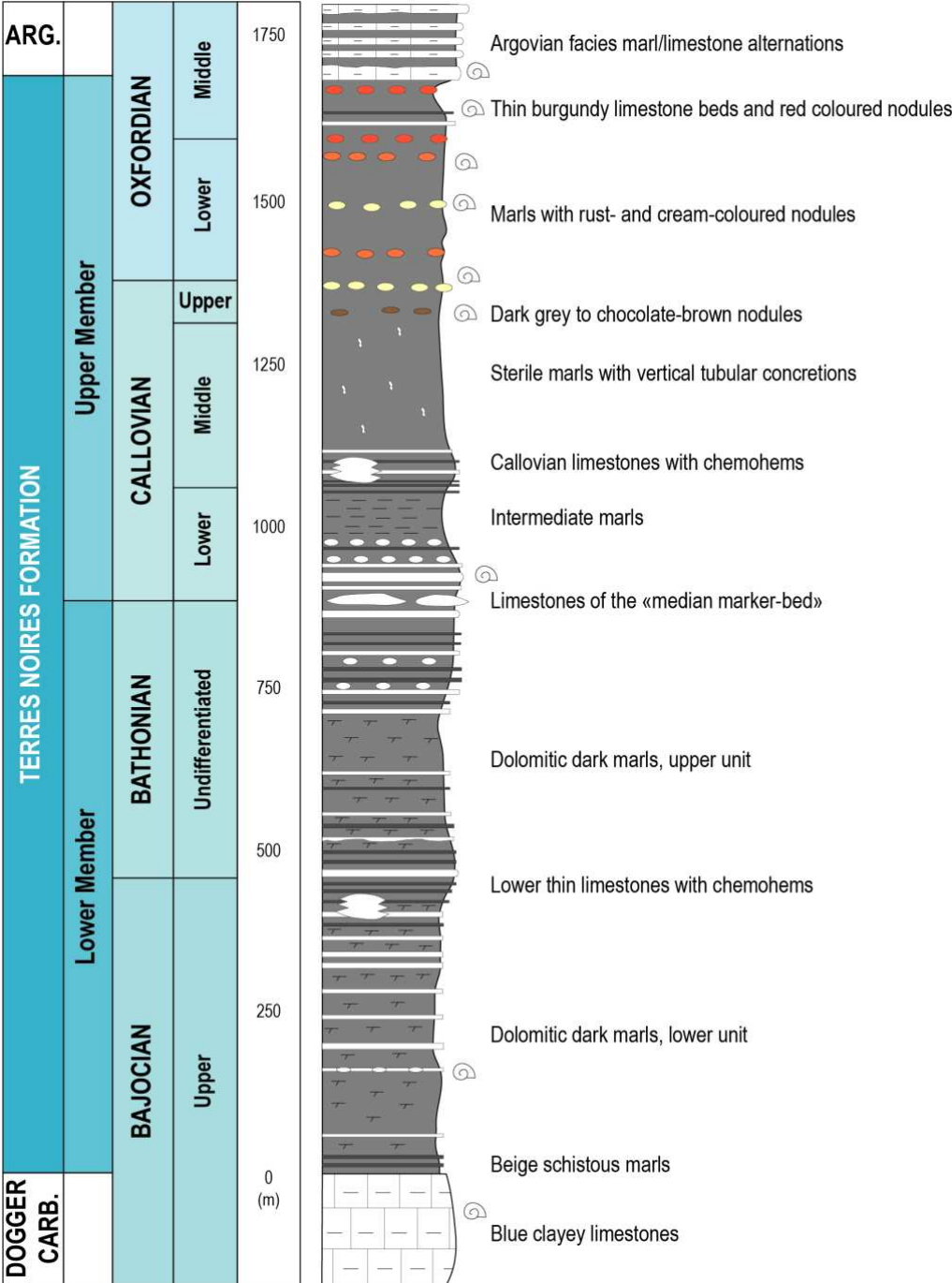


Figure 6.3: Synthetic log of the TN Fm (from Artru, 1972; in Pellenard, 2003).

4. Materials and Methods

4.1. Studied sections

In the present study, 78 samples have been analyzed on five sections (see localizations on Fig. 6.2). These sections were situated at three different positions along the ancient margin of the Subalpine Basin: (1) the Crotenay section (11 samples, CRO in the Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6), localized on the Burgundy Platform, was in proximal position; (2) the Darguil (4 samples, AR in Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6) and the Grand Nant (10 samples, GN in Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6) sections were in the Grenoble-Albertville area (Fig. 6.2) and corresponded to an intermediate position; and (3) the Oze and Trescléoux sections (50 samples, OZE OG in Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.8; 3 samples; TRE OG in Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, respectively), which were localized in distal position (Fig. 6.2). For each sample, 500 g to 1 kg of rock were picked up. To avoid any contamination by plastic or cardboard regarding organic geochemistry, the rock samples were kept in aluminum foils.

4.1.1. Proximal position: the Crotenay section

The Crotenay section (~ 40 m thick, Fig. 6.4A) is situated in the Jura Mountains (Fig. 6.2) and exhibits the Upper Callovian (*Lamberti* Ammonite Zone) to the Middle Oxfordian sediments (Courville et al., 2000). The Lower Oxfordian (*Mariae* Ammonite Zone and *Cordatum* Ammonite Zone) shows a marly facies and the Middle Oxfordian (*Plicatilis* Ammonite Zone and *Transversarium* Ammonite Zone) exhibits marls interbedded with limestone beds (Courville et al., 2000). These sediments were deposited in open offshore environments of outer platform (Courville et al., 2000; Pellenard and Deconinck, 2006).

4.1.2. Intermediate position: the Darguil and Grand Nant sections

The Darguil and Grand Nant sections are situated in the Grenoble-Albertville region (Fig. 6.2). Darguil is on the inner border of the Chartreuse Massif; Grand Nant is above the village of Flumet on the inner border of the Aravis Chain. Foremost, the lithology of sediments outcropping in this region is very close to that of the type-section (Barf  ty et al., 1995). These sections are represented by a simplified lithological log (Fig. 6.4B). Indeed, these unpublished sections do not have biostratigraphical calibration, nevertheless, the samples have been reported on a simplified lithological log basing on lithostratigraphical evidences: the limestone-marl alternations of the Argovian, contrasting with the marls of the TN Fm is a prominent feature throughout the South-East of France and a convenient stratigraphical marker. The first sample of the Darguil section (AR 01) is situated at the base of the Argovian facies; and the other samples were picked just below the Argovian facies. Consequently, we assume that the Darguil samples are localized around the boundary between the TN Fm and the Argovian facies, in the Middle Oxfordian. The Grand Nant section, near the town fo Flumet, is a very thick section (~ 350 m) starting probably at the Callovian, because the sterile marls and the dark-grey to chocolate-brown nodules described by Artru (1972) in the type-section (Fig. 6.3) are apparent at the base of section.

Moreover, all samples have been picked up between the supposed Callovian sediments and the Argovian facies at the top of the section, and, therefore, we assume that all samples of the Grand Nant section correspond to Lower-Middle Oxfordian interval. In addition, the sample GN 08 is located above several levels of rust-and cream-colored nodules, which could indicate the proximity of the Callovian-Oxfordian boundary (Artru, 1972). Due to the occurrence of thin burgundy-red limestones, which have been described at the highest position in the TN Fm only around the Lower-Middle Oxfordian boundary (Pellenard, 2003), the Oxfordian can be subdivided. Finally, on the basis of these arguments, the samples of the Grand Nant section can be approximatively situated on a simplified lithological log (Fig. 6.4B). Due to their positions (near the Burgundy platform), the Darguil and Grand Nant sections were probably located at an intermediate position of the ancient margin, between the proximal setting of Crotenay and the distal setting within the Subalpine Basin.

4.1.3. Distal position: the Oze and Trescléoux sections

The Oze and Trescléoux sections are located in the central part of the Subalpine Basin (Fig. 6.2). The Oze section was previously studied by Marchand et al. (1990), Pellenard (2003), Boulila (2008) and Boulila et al. (2010). This section is composed of grey marls with rare calcareous nodules in the *Mariae* Ammonite Zone, followed by alternations of grey marls with light carbonate-rich marls in *Cordatum* and *Plicatilis* Ammonite Zone. At the top of the section, in the *Transversarium* Ammonite Zone, the marly limestones beds indicate the appearance of the Argovian facies, and especially, a limestone bed which is a lithostratigraphic marker R1 in the Subalpine Basin (Gaillard and Rolin, 1988; Gaillard et al., 1996; 2004). This section is ~ 350 m thick (Pellenard, 2003; Boulila et al., 2010), but, in this study, only the uppermost 250 m were sampled. In addition, just above the lithostratigraphic marker R1, the lowermost part of the Trescléoux section (~ 150 m thick in total) was sampled, in the *Transversarium* Ammonite Zone (Gaillard et al., 1996; 2004).

From these sections and the Aspres-sur-Buëch section, located in the vicinity, Boulila et al. (2010) built a composite section for the Lower to Middle Oxfordian in the Subalpine Basin. On this thick composite section (~ 700 m), well constrained by ammonite zones, Boulila (2008) measured magnetic susceptibility at high resolution using a field apparatus. These analyses allowed to determine the Milankovitch frequencies (Boulila et al., 2008; 2010), with the short-term eccentricity cycles (~ 100 kyr) and the long-term eccentricity cycles (~ 405 kyr and ~ 2 Myr). The long-term eccentricity cycles modulated the Late Jurassic sedimentation and would have corresponded to third-order eustatic sequences (Boulila et al., 2011). In this work, only the S2 cycle (~ 300 m thick) of the composite section was studied (Fig. 6.4C). The astronomical calibrations, and especially the short-term eccentricity cycles (~ 100 kyr), have been used to calculate sedimentation rates (SRs).

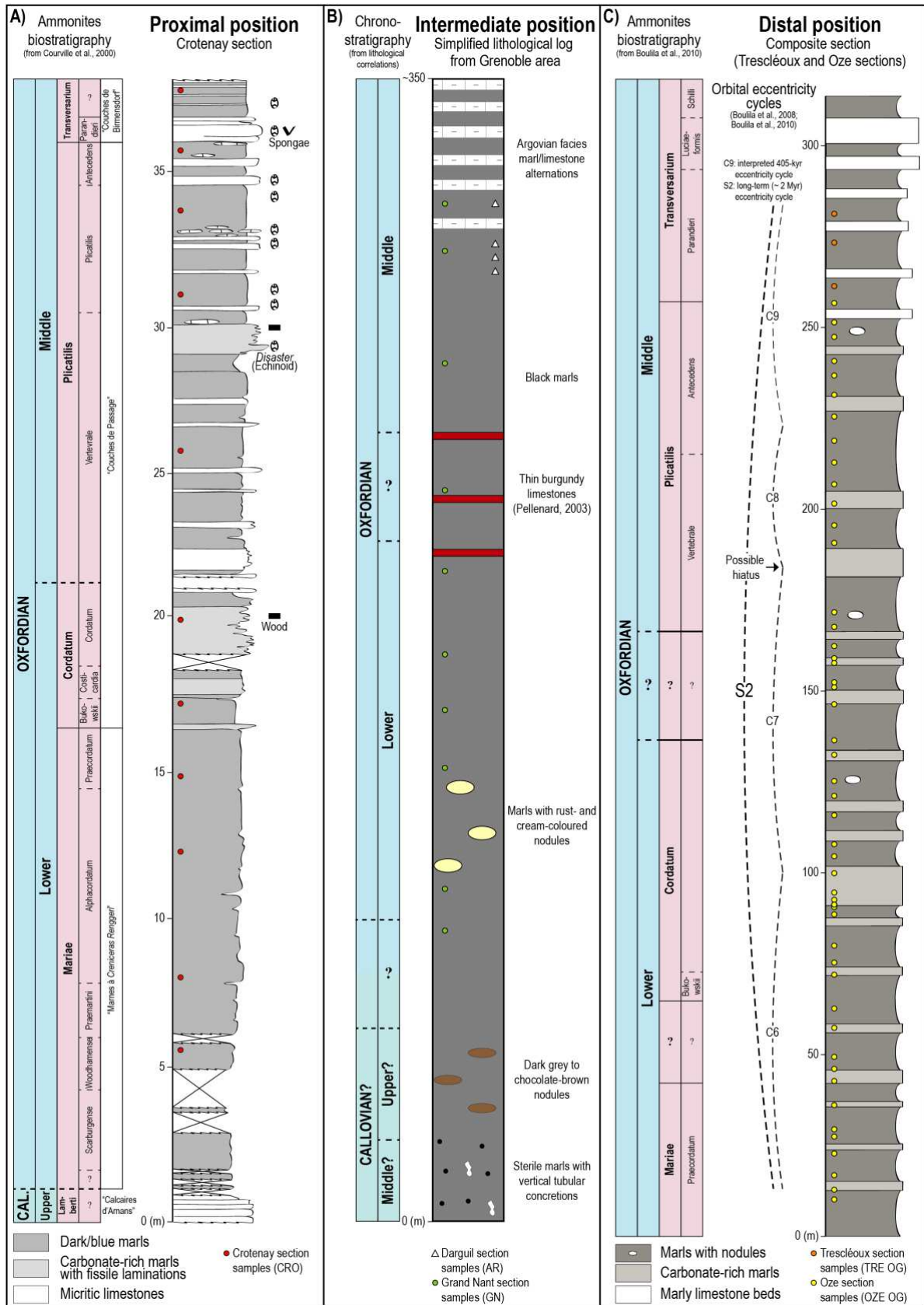


Figure 6.4: A) Proximal section studied (modified from *Courville et al., 2000*). B) Simplified lithological log of the intermediate position studied (see text for explanations). C) Distal composition section studied (from *Boullia et al., 2010*). See **Fig. 6.2** for section localization.

4.2. Rock-Eval

Rock Eval pyrolysis of 78 samples was carried out using a Rock-Eval 6® apparatus (see Behar et al., 2001 for details) at the Sorbonne Universities (UPMC-ISTeP, Paris). Thus, Total Organic Carbon contents (TOC, wt%), Hydrogen Index (HI, mg HC/g TOC), Oxygen Index (OI, mg CO₂/g TOC) and Tmax (°C, indicator of OM thermal maturity) were determined. Rock Eval-pyrolysis parameters allows typifying the type and thermal maturity of bulk OM (Espitalié et al., 1985). The total carbonate content (carbonates, %), mainly composed of calcite and dolomite in the TN Fm (Pellenard, 2003), was calculated from the Rock-Eval MinC (%) with the formula of Jiang et al. (2017):

$$\text{Carbonates (\%)} = 7.976 \times \text{MinC (\%)}$$

4.3. Sedimentation Rates (SRs) and Total Organic Carbon Mass Accumulation Rates (TOC MARs)

In the case of the distal position (Oze + Trescléoux sections), using the astronomical calibrations of Boulila et al. (2008; 2010), the SR was calculated with the following formula:

$$\text{SR (cm/kyr)} = \text{thickness of short-term eccentricity cycle} / 100 \text{ kyr}$$

where thickness of short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr) was measured in cm. In the case of the proximal position (Crotenay section), the SR was calculated with the following formula:

$$\text{SR (cm/kyr)} = \text{thickness of Ammonite Zone} / \text{duration of Ammonite Zone}$$

where the thickness of Ammonite Zone was calculated from Courville et al. (2000) in cm and the duration of Ammonite Zone was estimated from cyclostratigraphy in Boulila et al. (2010) in kyr. Because the sections of the intermediate position (Darguil and Grand Nant) do not have biostratigraphical calibration, no SR has been calculated.

In order to evaluate the variations of organic carbon inputs, Westermann et al. (2013) calculated the TOC Mass Accumulation Rate (TOC MAR) in the Aptian sediments in the Subalpine Basin, with the following formula:

$$\text{TOC MAR (mg/cm}^2\text{/kyr)} = (\text{TOC (wt\%)} \times \text{rock density (g/cm}^3\text{)} \times \text{SR (cm/kyr)}) \times 10$$

where TOC values come from Rock Eval data, the rock density is 2.3 or 2.4 g/cm³ for marlstones and siltstones respectively (Attewell and Farmer, 1976, marlstones if carbonates (%) > 35%), and the SR calculated with the previous formula. This useful accumulation rate is also calculated in the present study.

It is important to precise that the aim of calculating these accumulation rates (SRs and TOC MARs) is to compare the sections between each other. Compaction is not considered, which means that the SRs and the TOC MARs cannot be directly compared to accumulation rates in modern or in other geological formations.

4.4. Clay minerals

The standard protocol of the X-Ray Diffraction (using a Brucker D4 ENDEAVOUR apparatus in the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Lille University), is described in detail in Bout-

Roumazeilles et al. (1999). It was used for determining the clay assemblages in the <2 µm terrigenous fraction of 78 samples. The semi-quantitative estimations of clay-mineral abundances, the Kübler Index (illite crystallinity), and the Esquevin Index (chemical weathering index) were performed on the MacDiff® 4.2.5 software, according to the methodology of Riboulleau et al. (2014). The Kübler Index is inversely proportional to the metamorphism degree (Kübler, 1967, Kübler and Jaboyedoff, 2000). The Esquevin Index allows to discriminate the aluminous illites from the magnesian illites (Esquevin, 1969, Dunoyer de Seconzac, 1969) and, therefore, it may help to detect strong hydrolysis on emerged source area (high Esquevin Index, i.e., high proportion of magnesian illites). The relative error margin of the semi-quantitative estimation was ±5% (Bout-Roumazeilles et al., 1999). In order to evaluate the possible relationship between the sedimentation of OM and the occurrence of clay minerals, the proportions of clay minerals in the sediments have been calculated. The following formula have been used:

Bulk % of clay mineral = (% of clay mineral in the terrigenous clay fraction) x ((100-carbonates (%)) x (% of clay fraction (<2 µm) in the terrigenous fraction)).

According to previous works by Pellenard (2003), the illite-smectite mixed-layers (I-S) partly correspond to the illitization of smectite minerals during the diagenesis. Thus, the kaolinite + illite-smectite mixed-layers / illite + chlorite ratio (KISIC) was calculated, in order to compare the clay minerals formed in soil with strong alteration (intense chemical weathering, kaolinite and smectite) vs. the clay minerals inherited from mechanical erosion (illite and chlorite).

4.5. Grain-size analysis

Grain-size analysis was performed on 78 samples on the carbonate-free fraction using a Malvern Mastersize 2000® laser diffractometer at the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences in the Lille University, following the classical protocol detailed in Trentesaux et al. (2000). The uncertainty of values was about 5% (Sperazza et al., 2004). The grain-size sorting is the following: clay (<2 µm); fine-silt or cohesive silt (2-10 µm); coarse silt or sortable silt (10-63 µm); and sand (63-2000 µm). We considered as clay the fraction below 2 µm (and not 4 µm) because the clay-mineral assemblage determination was carried out on the <2 µm fraction. Moreover, according to McCave et al. (1995), the silts (2-63 µm) must be separated due to the behavior of particles. Thus, the silts finer than 10 µm behave in the same way as clay (cohesive particles), contrary to the silts coarser than 10 µm (sortable silts), which behave as single particles and respond to hydrodynamic forces on erosion and deposition (non-cohesive particles). In the present study, the coarser silts are used as current strength indicators (McCave et al., 1995).

4.6. Elemental analysis

Determination of the contents in major and trace elements of the proximal (11 samples) and distal positions (51 samples) was performed at the Central Michigan University in the STARLAB Laboratory.

The elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), using external calibration. Analytical precision based on replicate analyses was better than 8% and detection limits were <1 ppb for the major elements and <40 ppt for the trace elements.

For the intermediate position (Crotenay, 14 samples), the major and trace elements have been performed at the University of Lausanne (ISTE-UNIL laboratory) by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry, according the protocol detailed in Montero-Serrano et al. (2015). Detection limits were <0.01 wt% for major elements and between 1 and 5 ppm for trace elements. The accuracy of analysis was checked by analysis of standard reference materials.

In order to assess possible authigenic enrichments, we calculated the enrichments factors (EFs), calculated as:

$$X_{EF} = (X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{upper crust}}$$

where X and Al are the concentrations of element X and aluminum, respectively (weight %). Enrichment factors are normalized using the elemental upper crust concentrations of McLennan (2001), and, to minimize the effects of dilution by carbonate or biogenic silica, the aluminum normalization is commonly used (see Tribovillard et al., 2006, for explanations and limits). For example, an EF equal or close to 1 indicates that the sample has a concentration equal to the element concentration in the upper crust, that is, no authigenic enrichment. A detectable enrichment for an element corresponds to $EF > 3$, while moderate to strong enrichments correspond to $EF > 10$ (Algeo and Tribovillard, 2009).

Moreover, a chemical weathering index, namely, the Index of Alteration (IA), has been calculated. The IA is equivalent to the Chemical Index of Alteration (CIA, Nesbitt and Young, 1982), but, in the carbonate-rich sediments (>30% carbonates), the CIA may suggest misleading conclusions (Goldberg and Humayun, 2010). Thus, a compositional linear trend, proposed by Von Eynatten et al. (2003), can be used as CIA-equivalent (Montero-Serrano et al., 2015):

$$IA = \ln(Al_2O_3/Na_2O), \text{ in molar proportions.}$$

This index has the advantage to avoid uncertainties concerning the necessary corrections caused by non-silicate phases, in particular the carbonate and phosphate phases (Von Eynatten et al., 2003). The increase of IA values can be interpreted as more intense chemical weathering over the sediment-supplying, emerged, source areas.

4.7. Statistical analysis

The sedimentary characteristics (sediment grain size distribution, clay minerals and element enrichment factors) were studied by using two analyses: non-metric multidimensional scaling (NMDS) then principal component analysis (PCA). The two ordination methods use different similarity matrix whose result confrontation aims at providing the best image of the dataset. For both, the dataset was statistically processed by extracting synthetic information.

The NMDS ordination using rank orders, was based on the matrix that quantified the dissimilarity between samples calculated as a Bray-Curtis dissimilarity matrix. TOC content was used as explaining parameter.

The PCA is based on a Euclidean distance matrix. The first four components were retained and rotated using Varimax rotation; the latter redistributes the variance in each variable so that each contributes strongly to one of the components and very little to the others. The rotated component (RC1 to RC4) are provided as well as communalities (h^2) and uniquenesses (u^2) that gives the complexity of the component loadings of the variable are provided. The communality describes the proportion of the variability of each characteristic that is explained by the PCA model. The uniquenesses is a concept from factor analysis that reflect the variance not explained for each variable.

NMDS was computed on the 48 samples of the distal position, grouped after their stratigraphic position (Early and Middle Oxfordian), and the 12 variables of elemental EFs were used. The W EF were not used because the two stratigraphic positions showed very different enrichments. PCA were computed on 75 samples grouped after their environmental position (distal, intermediate, and proximal) for each of the Early and Middle Oxfordian stratigraphic position. For each of the samples 31 variables were used (Table 6.7). Samples and parameter where data were not entire were not used (OZE OG 11, 39 and 41, Smectite, Cd and Mo EFs).

The statistical analyses were carried out using the ade4 (Dray et al., 2007), Hmisc (Harrell Jr et al., 2018), vegan (Oksanen et al., 2016), MASS (Venables and Ripley, 2002) and labdsv (Roberts, 2016) packages for the R software (R Core Team, 2016).

4.8. Molecular biomarkers

4.8.1. Sample treatment

In total, 20 samples were selected for biomarker analysis. Between 50 and 70g of ground dry sediments were extracted using an azeotrope mixture of dichloromethane (DCM) and methanol (MeOH) 2:1 v/v means of an accelerated solvent extractor (ASE 300, Dionex) at a pressure of 1×10^7 Pa and a temperature of 80 °C, three times for 5 min. The resulting total extracts were rotary-evaporated to dryness at 40°C. The extracts were recovered with cyclohexane (maltenes) and separated over an activated silica column using cyclohexane (Cy) to recover the aliphatic fraction, a mixture of Cy/DCM 2:1 (v/v) to recover the aromatic fraction, and a mixture of DCM/MeOH 2:1 (v/v) to recover the most polar fraction.

4.8.2. Gas chromatography - mass spectrometry analysis

The analyses were performed at the University of Lille – France (PC2A Laboratory UMR 8522 CNRS). Briefly, 1 mL of extract was injected into a gas chromatograph (Perkin Elmer 680) coupled with a mass spectrometer (Perkin Elmer 600C). Chromatographic conditions were as follow: inlet heated at 250 °C, DB5-MS-UI column initially at 40 C for 1 min and heated to 320 C at 10 C.min⁻¹ and maintained 10

min at 320 °C, helium column flow of 1 mL.min⁻¹, split less mode. Mass spectrometer conditions were as follow: mass scan 45 e 500, scan time 0.2 s, interdelay scan 0.1 s, ionization energy 70 eV. To yield semi-quantification, standard solutions of 2,2,4,4,6,8,8-heptamethylnonane, anthracene D10 and C29-nonadecanone (Dr. Ehrenstorfer-Shäfers, Augsburg, Germany) were used. Identification of compounds was based on the comparison with NIST mass spectra database and/or on the comparison with retention times of standards and published data. The quantification is achieved by measuring peak area of several selected ion chromatograms.

5. Results

All data are available in the [Table 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8](#); and compiled on the section or composite sections. In order to facilitate the interpretation in the distal position, moving average curves are drawn on the graphs (except for the SRs data, which are already a mean of a time interval). The moving average curves were calculated from five values. Moreover, the results are compared between the positions, and between the Lower and the Middle Oxfordian (separated by the EMOT in the [Fig. 6.7A, 6.7B, 6.7C, 6.8A, 6.8B, 6.8C, 6.9A, 6.9B, 6.9C](#)).

5.1. Organic matter data

For the studied interval, the Total Organic Carbon (TOC) is very low, but constant, in the proximal and intermediate positions (0.56 and 0.51 wt% on average, respectively). On the contrary, the distal position shows organic contents slightly higher (0.72 wt% on average), in addition, a contrast distinguish the samples from under or above the EMOT ([Fig. 6.9A](#)): the Lower Oxfordian samples exhibit higher TOC than the Middle Oxfordian samples (0.8 and 0.56 wt% on average, respectively).

Because the majority of samples display low but significant TOC values (> 0.3 wt%), the Hydrogen Index (HI), Oxygen Index (OI) and the Tmax parameters of the Rock Eval pyrolysis could be used in a pseudo Van Krevelen diagram to derive the kerogen type ([Fig. 6.5](#), Espitalié et al., 1985). However, in the intermediate position, the OI, HI and Tmax parameters exhibit some inconsistency for the six samples showing a TOC < 0.5 wt%. For example, these samples show very high OI, up to 320 mgCO₂/gTOC, which can put the samples outside on a pseudo Van-Krevelen. Therefore, the HI, OI and Tmax values are interpretable only if the TOC > 0.5 wt% for the intermediate position (8/14 samples); and if the TOC > 0.3% for the proximal and distal positions (10/11 and 50/53 samples respectively).

In the three positions, the mean Hydrogen Index (HI) is very low and constant: 1) 66 mgHC/gTOC in the proximal position; 2) 14 mgHC/gTOC in the intermediate position; and 3) 43 mgHC/gTOC in the distal position. In the same way, the OI values are constant during the Lower-Middle Oxfordian, and the proximal and intermediate positions display substantially higher average values (56 and 70 mgCO₂/gTOC, respectively) than in the distal position (30 mgCO₂/gTOC). The highest average Tmax corresponds to the distal position, with a mean of 453°C. Moreover, the proximal position exhibits a

higher average T_{max} than the intermediate section (425 vs. 379°C, respectively). In detail, the T_{max} values clearly decrease after the EMOT in the distal position (Fig. 6.9A), slightly increase at the top of the proximal position (Fig. 6.7A), and are relatively constant in the intermediate section (Fig. 6.8A). According to the classification of Espitalié et al. (1985), the maturity of OM is very variable according to the positions: late oil window in the distal position; immature window in the intermediate position (possibly late oil window for the Darguil section, but only one sample is “interpretable”, see before); and late immature window in the proximal position. Finally, in a pseudo Van Krevelen (Fig. 6.5, Espitalié et al., 1985), the samples show type-III kerogen (terrestrial OM field) or degraded type-II kerogen (marine OM field).

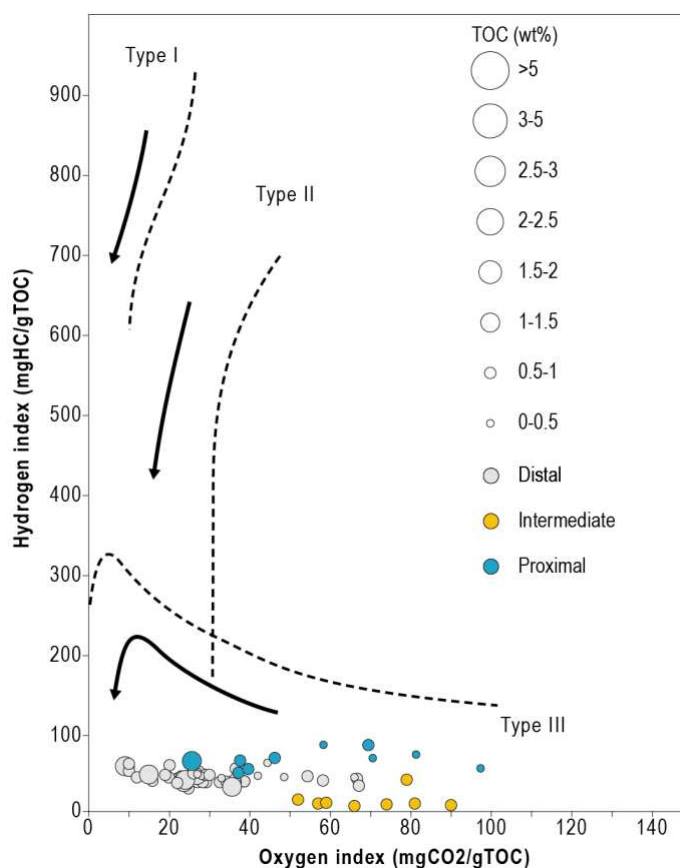


Figure 6.5: Pseudo Van Krevelen diagram showing the typology of the OM for the studied samples, without the samples with TOC <0.5 wt% (intermediate position) and with TOC <0.3 wt% (proximal and distal positions), see text for explanations (diagram from *Espitalié et al., 1985*).

5.2. Sedimentation Rate (SRs) and Total Organic Carbon Accumulation Rates (TOC MARs)

First, the SRs in distal position were higher than in the proximal section. Indeed, in the proximal position, the range of SRs were comprised between 0.68 and 1.86 cm/kyr, whereas in the distal position, the range of SRs were comprised between 13.67 and 29.44 cm/kyr. Moreover, while the SRs were constant in the proximal section (Fig. 6.7A), the SRs clearly decreased after the EMOT in the distal section (Fig. 6.9A).

In the same way, the TOC MARs were much higher in the distal position than in the proximal position (377 vs. 17 mg/cm²/kyr on average, respectively). In the proximal position, the TOC MARs exhibit slightly higher values after the EMOT (Fig. 6.7A). On the contrary, in the distal position, the TOC MARs clearly dropped just after the EMOT (Fig. 6.9A).

5.3. Clay minerals

The sections are composed, in variable proportions, of the same clay mineral assemblages: illite, chlorite, kaolinite, illite-smectite mixed-layers (I-S) and occasionally smectite (Fig. 6.7B, 6.8B, 6.9C, Table. 6.3). The average illite proportions were clearly higher in the intermediate section (51%, 61% in the Grant Nant section, 35 % in the Darguil section) than in the proximal (30%) and distal positions (26%). On the contrary, the kaolinite was almost missing in the intermediate section (<1% on average), whereas it occurred in low proportions in the proximal and distal positions (8 and 6% on average, respectively). In the same way, the average I-S proportions were distinctly lesser in the intermediate position (30%, 20% in the Grant Nant section, 56% in the Darguil section) than in the proximal and distal positions (51 and 54%, respectively). The average chlorite proportions were higher in the intermediate (19%) and distal positions (14%) than in the proximal position (5%). Moreover, at the top of the Crotenay section (*Transversarium* Ammonite Zone), the presence of smectite in high proportion is observed (60%, Fig. 6.7B).

The stratigraphic variations of the proportions are weak. In the proximal position, the clay assemblage composition was constant, only perturbed at the top by the appearance of smectite. The clay assemblage was relatively constant in the intermediate position, although a disappearance of I-S at the top of the Grand Nant section is observed. In addition, illite proportions somewhat decreased before the EMOT, while the I-S slightly increased after the EMOT (Fig. 6.8B). In the distal position, kaolinite and I-S proportions were weakly higher in the Lower Oxfordian than in the Middle Oxfordian, contrary to chlorite proportions (Fig. 6.9B). At the top of composite section, in the *Transversarium* Ammonite Zone, the I-S and kaolinite proportions increased at the expense of the illite and chlorite.

The KISIC ratio exhibits some interesting features, especially for the distal position. Indeed, the ratio progressively decreased during the Lower to Middle Oxfordian interval, with an abrupt increase at the top of the composite section (Fig. 6.9B). In the proximal position, the KISIC ratio is constant up to an abrupt increase again at the top of the section (Fig. 6.7B). In the Grant Nant section (intermediate position), the KISIC ratio is also constant, with a decrease at the top of the section, while the Darguil samples exhibit a ratio keeping high (Fig. 6.8B).

The Esquevin Index vs. Kübler Index diagram indicates that a majority of samples are in the diagenesis zone or close to it (Fig. 6.6). From the Kübler Index (Chamley, 1989), the same trend observed in the OM maturity (see before) can be deduced: the distal position shows a slightly higher burial than the proximal position, this latter being weakly more buried than the intermediate position. The Esquevin

Index indicates that most of the samples were composed of magnesian illite (Esquevin, 1969), and, in addition, the few samples with an Esquevin Index superior to 0.3 are randomly distributed along the sections (Fig. 6.6). It is worth noting that two samples show distinctly low Kübler Index (< 0.4): the CRO 210 and the GN 01 samples. These samples are at the top of the Crotenay and Grand Nant sections, respectively.

The relative abundance of the clay minerals in the bulk sediment and not only the clay-sized fraction of the sediment was calculated (Table 6.3). Because the proportions of clay-sized particles are very weak in the terrigenous fraction ($< 1\%$), the bulk proportions of the major two clay components in the TN Fm, that is, the I-S and illite, are extremely low: 0.68 and 0.35% on average, respectively.

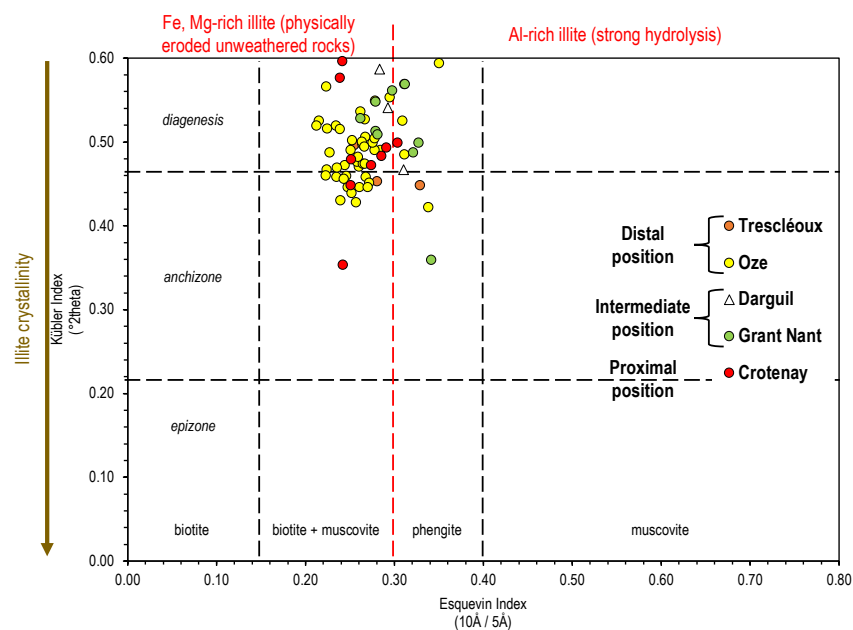


Figure 6.6: Plot of Esquevin Index vs. Kübler Index for the studied samples (diagram from Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000).

5.4. Grain-size data and carbonate contents

According to the results available in Table 6.4, the TN Fm is mainly made up with siltstones (carbonate contents $< 35\%$) and marlstones (carbonate contents $> 35\%$). The average mode of the grain size distribution is lower in the proximal position than in the distal position (19 and 27 μm , respectively), but the mode values were constant during the Lower and Middle Oxfordian for both positions (Fig. 6.7B, 6.9B). On the contrary, the intermediate position shows a shift of mode values during the EMOT (Fig. 6.8B), being slightly higher in the Lower Oxfordian (33 μm on average) than in the Middle Oxfordian (25 μm on average). This contrast is related to the inverse relationship of average proportion of sands and cohesive silts in the sediments: 12 % of sands and 18% of cohesive silts in the Lower Oxfordian, 5% of sands and 19% of cohesive silts in the Middle Oxfordian. Moreover, the other parameters of the sediment composition are relatively constant during the interval studied. The clay-

sized fraction proportions were weak (< 1% on average), on the contrary of the carbonate contents (32%) and the sortable silts proportions (41% on average). In detail, it is noteworthy that the Grand Nant section shows clearly higher sortable silts proportions (44% on average, 3 samples) in the Middle Oxfordian than the Darguil section (32% on average, 4 samples). Consequently, the carbonate contents were different between the two sections during the Middle Oxfordian: 28% on average at the Grant Nant section and 47% on average at the Darguil section (Fig. 6.8B).

The proximal position exhibits very low average proportions of clays (<1%) and sands (<1%) and weak average proportions of cohesive silts (17%). The sediment composition of the proximal position was dominated by the sortable silts and carbonates (Fig. 6.7B). While the Lower Oxfordian was dominated by the sortable silts (42% on average), in comparison to the carbonate contents (38% on average), the Middle Oxfordian was clearly dominated by the carbonate contents (56% on average) at the expense of sortable silts particles (29% on average). The inversion of two curves was observed just before the EMOT (Fig. 6.7B), and, this trend seemed to be more marked at the top of the proximal position, near the *Transversarium* Ammonite Zone (carbonate content up to 75% and sortable silts proportion up to 16%).

The distal position shows same trends that the proximal position. Indeed, the clay proportions are very low (1% on average), like the sand proportions (4% on average), and the cohesive silts are constant and low (19% on average). Thus, the sediment composition is also dominated by the sortable silts and carbonate particles. The Lower Oxfordian was dominated by the sortable silts (46% on average) to the detriment of carbonates (28% on average), and, just after the EMOT, the carbonate contents increased (43% on average) whereas the sortable silts decreased (35% on average) in the Middle Oxfordian interval. Like in the proximal position, at the top of the distal position, the decrease of sortable silts (down to 20% approximatively) and the increase of carbonate contents (up to 60% approximatively) was more marked (Fig. 6.9B).

5.5. Inorganic geochemistry

The major/minor/trace-element concentrations determined for the three positions are reported in Table 6.5. The Fe/Al ratio is comprised between 0.38 and 0.65, but the different average ratios of positions are similar (0.47, 0.48 and 0.5 for the proximal, intermediate, and distal position, respectively) and very close to average crustal value (McLennan, 2001). Similarly, the Ti/Al ratios, calculated to detect a hypothetical excess of aluminum compared to titanium, which is another useful detrital elemental proxy (Tribouillard et al., 2006), show constant values with average ratios around 0.05-0.06 for the different locations. (Table 6.6).

In the proximal position, the productivity-sensitive elements show poor EFs in the Lower Oxfordian (Fig. 6.7C), followed by a moderate increase during the Middle Oxfordian, especially for the Cd EFs (3 on average) and for one Cu EF (5.8 in sample CRO 167). In addition, the EFs of the redox-sensitive elements are close to 1 (Fig. 6.7C).

In the intermediate position, the productivity-sensitive elements exhibit low EFs (<2). The Cd contents were under the detection limit (3 ppm) of the XRF spectrometry, except for the sample AR 04 which exhibits a very strong Cd EF of 105 (Table 6.6). Consequently, the Cd EF is not represented in the Figure 6.8C.

In the same way, the redox-sensitive elements show normal EFs (~ 1), except for uranium yielding a weak enrichment around the EMOT (Fig. 6.8C). In addition, the Middle Oxfordian samples of the Darguil and Grant Nant sections (2.4 and 1.8, respectively) are very close. The Mo contents were under the detection limit (1 ppm) of the XRF spectrometry.

The redox-sensitive elements show constant low EFs in the distal position (<2, Fig. 6.9C). Likewise, the productivity-sensitive elements exhibit constant low EFs during the Lower to Middle Oxfordian (<3, except 4.2 for the Zn EF for the OZE OG 005 sample), except for Cd (Fig. 6.9C). The Cd EFs show moderate enrichment after the EMOT (2.4 on average in the Middle Oxfordian vs. 1.2 on average in the Lower Oxfordian).

In addition to the classic productivity- and redox-sensitive elements, the tungsten (W) EFs show peculiar features. In the intermediate position, the W EFs are constant and low (<1.7, Fig. 6.8C). The proximal position shows strong EFs for W, with a weak increase of the W EFs between the Lower Oxfordian (3.6 on average) and the Middle Oxfordian (8 on average, Fig. 6.7C). In the distal position, the EMOT was well marked (Fig. 6.9C). The W EFs were higher in the Lower Oxfordian (7.8 on average, with some EFs >10) than in the Middle Oxfordian (2 on average).

The calculated IAs show approximatively the same range of values for the intermediate and distal positions (2.35 to 2.96, Fig. 6.8C and Fig. 6.9C), whereas, in the proximal position, the IA values are higher (2.78 to 4.32, Fig. 6.7C). In fact, the low ratios of Na/Al (Table 6.6) in the proximal position indicate that concentrations of Na are very low in the Crotenay section. Moreover, the K/Al ratio values are higher in the proximal position than in the intermediate and distal positions (Table 6.6). Potassium, like sodium, is removed from feldspars by highly-hydrolyzing conditions on emerged source area (Nesbitt and Young, 1982). Nevertheless, the sediments in proximal position were poor in Na and rich in K (low Na/Al, high K/Al). Thus, this contrast of IA values can be explained by a source effect: the proximal position was fed by sources slightly different from other positions, which probably contained less sodic plagioclases compared to potassic feldspars.

Finally, the IAs indicate the same trend in the proximal and distal positions, through a progressively increase of mobile-average curves. In the intermediate position, the vertical distribution of the IA was relatively constant during the Lower to Middle Oxfordian.



Figure 6.7: A) Vertical distribution of OM parameters and accumulation rates in the proximal position. B) Vertical distribution of clay assemblages, KISIC ratio, mode and sediment composition in the proximal position. C) Vertical distribution of inorganic elements and index of alteration in the proximal position.

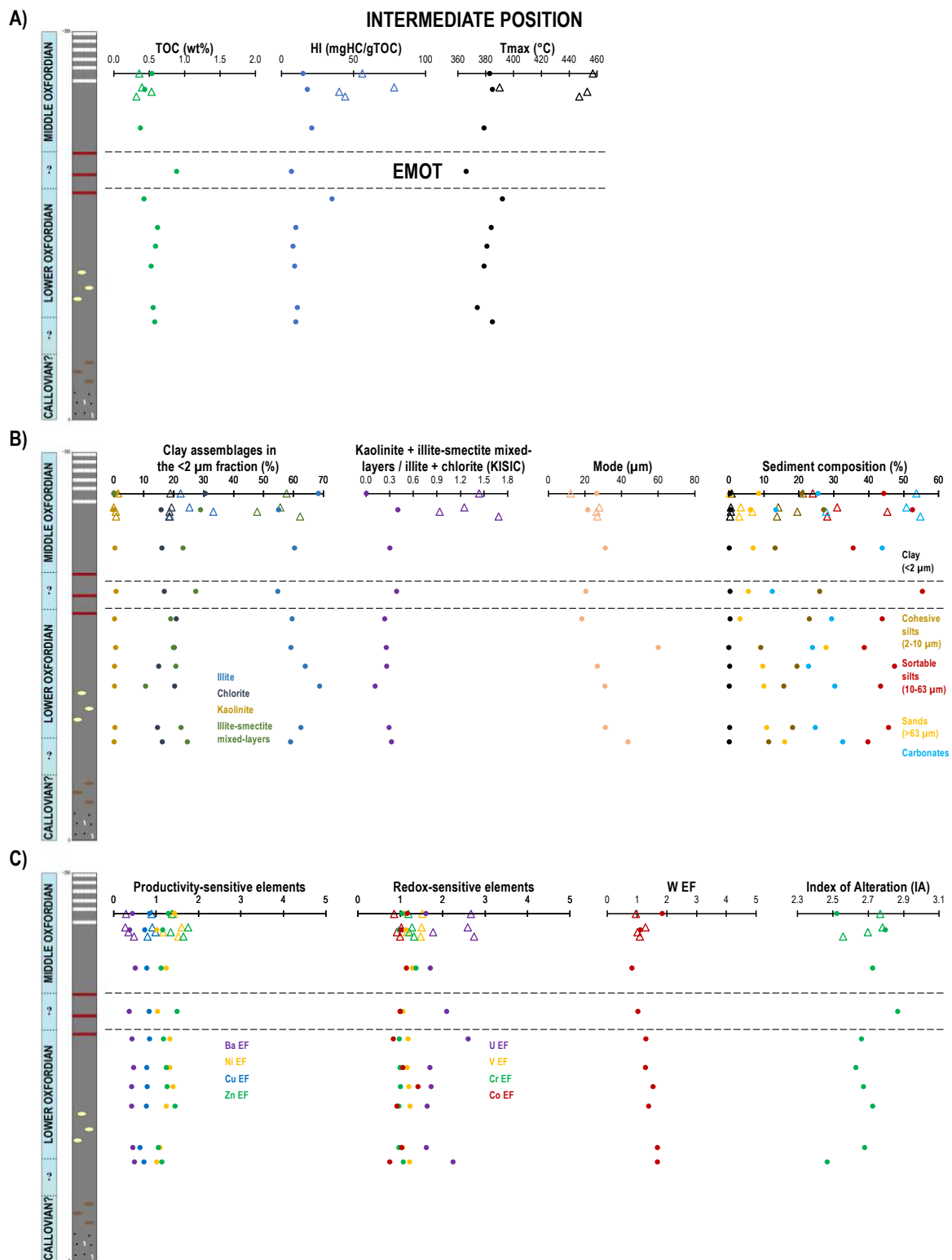


Figure 6.8: A) Vertical distribution of OM parameters in the intermediate position. B) Vertical distribution of clay assemblages, KISIC ratio, mode and sediment composition in the intermediate position. C) Vertical distribution of inorganic elements and index of alteration in the intermediate position.

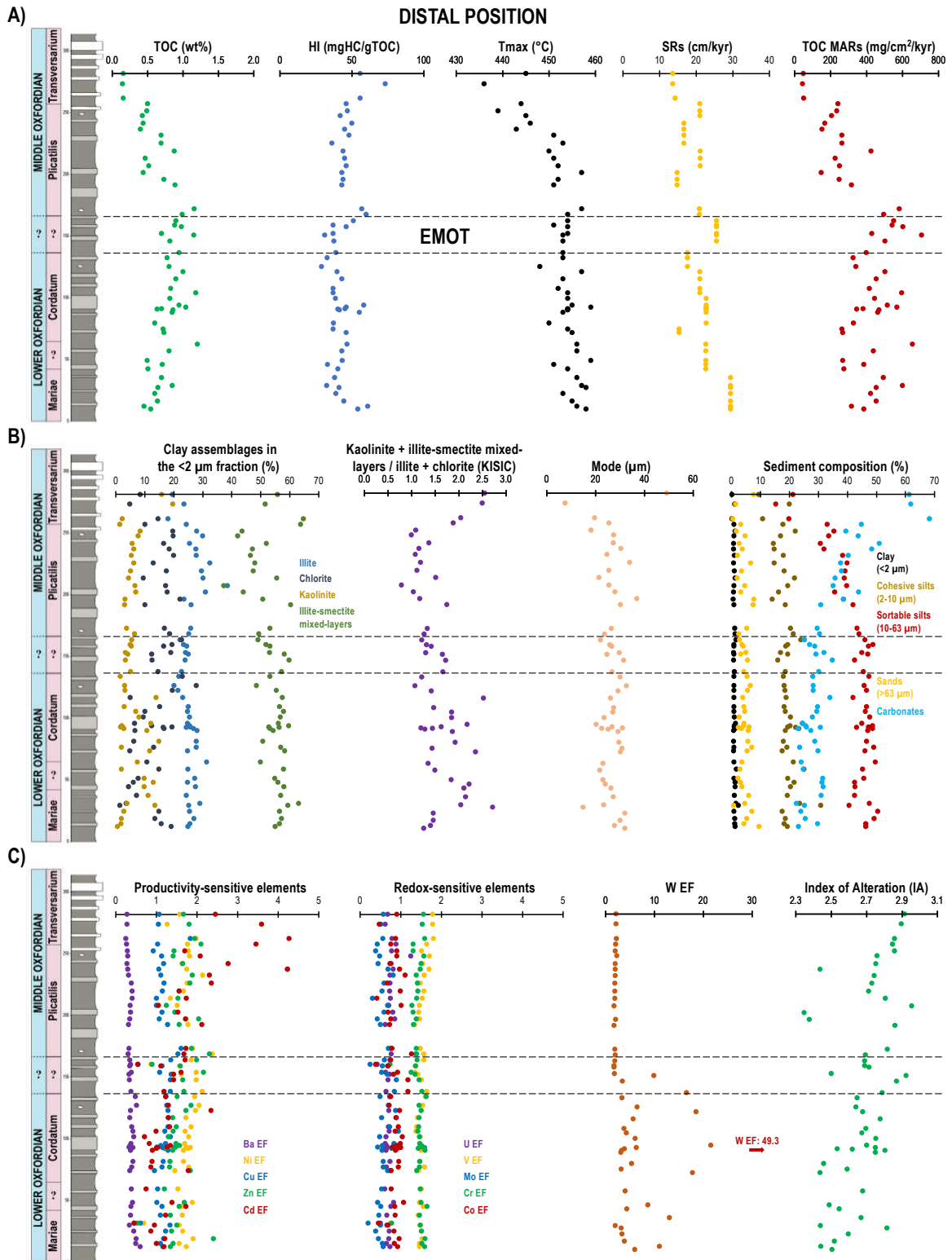


Figure 6.9: A) Vertical distribution of OM parameters and accumulation rates in the distal position. B) Vertical distribution of clay assemblages, KISIC ratio, mode and sediment composition in the distal position. C) Vertical distribution of inorganic elements and index of alteration in the distal position.

5.6. Statistical analysis

In the distal position, the results displayed by the NMDS analysis of the inorganic geochemistry dataset discriminate two separate groups: 1) the samples of the Early Oxfordian in a limited area of the diagram (Fig. 6.10A); and 2) the samples of the Middle Oxfordian, more scattered through the diagram, nevertheless in a different area in comparison to the Early Oxfordian samples (Fig. 6.10A). The TOC values are reported on the diagram (blue lines, Fig. 6.10A), and it appears clearly that the TOC gradually increases towards the red corner corresponding to the samples of the Early Oxfordian.

In the PCA (Fig. 6.10B, Table 6.7), the first four components (RC1 to RC4) are considered since they account for *ca.* 61% of the total variation (Table 6.7). The strong correlations correspond to $r \geq |0.75|$ and the moderate correlations correspond to $|0.5| \leq r \leq |0.75|$ (Table 6.7). Thus, each principal component is correlated to at least two variables (correlation $\geq |0.75|$). The strong correlations with the first component (RC1, corresponding to 22% of the total variation) are observed with some metals (V, Cr, Ni, Pb and Zn) and one lanthanide (Ce, Table 6.7). The RC1 may represent the variations of seawater geochemistry recorded by the sediments. With the RC1 component, a distinction can be observed between the intermediate and the distal position, while the proximal position is spread over a median area (Fig. X). Corresponding to 19% of the total variation, the RC2 component has strong positive and negative correlations with the terrigenous fraction of the sediments. Indeed, the second component is positively correlated with the sediment grain-size mode, proportion of sands, illite and chlorite, Mg/Al ratio, Co EF and U EF. On the contrary, the RC2 component is negatively correlated with the proportion of clay, cohesive silts, I-S and kaolinite and K/Al ratio. Thus, the RC2 may represent the covariation of grain-size and clay minerals, with, in addition, a possible variation of oxygenation conditions in the sediments (Co and U). On the RC2 component, the major distinction is observed between the distal-intermediate positions and the proximal position (Fig. 6.10B). The third component (RC3, 12% of the variation) is correlated with the TOC and carbonate contents, Mg/Ca and Sr/Ca ratios, Sr EF and Mn EF (Table 6.7). The TOC and the carbonates are anti-correlated, therefore, this component is indicative of the increase of OM at the expense of the carbonate content. Finally, the RC4 component (8% of the variation) is positively correlated with the Ba and Cu EF, and, it may correspond to the variation of surface-water productivity (Table 6.7).

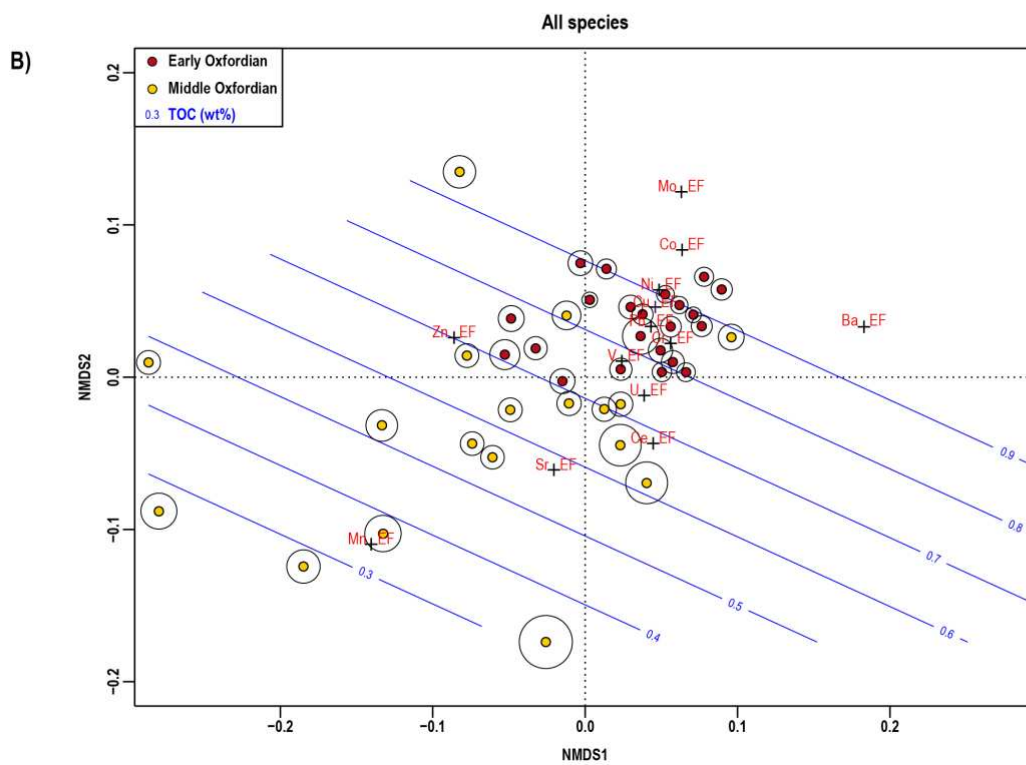
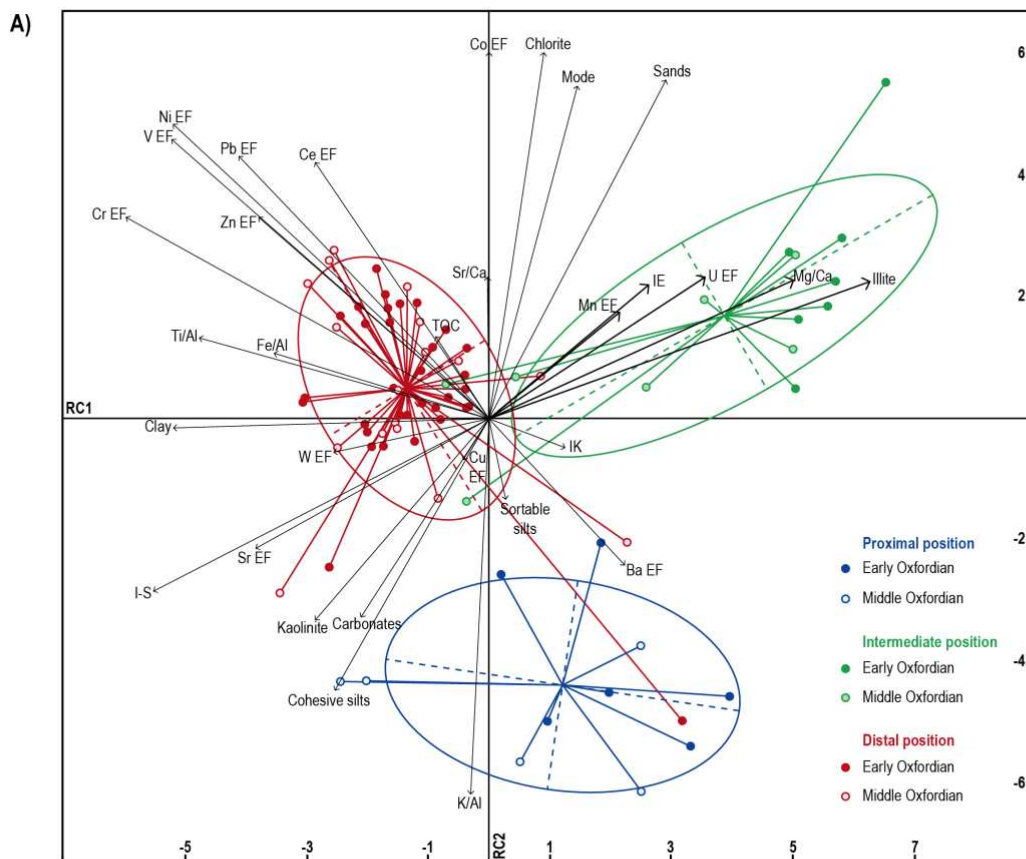


Figure 6.10: A) NMDS analysis of the inorganic geochemistry dataset in the distal position. B) Plot of the RC1 vs. RC2 components from PCA analysis.

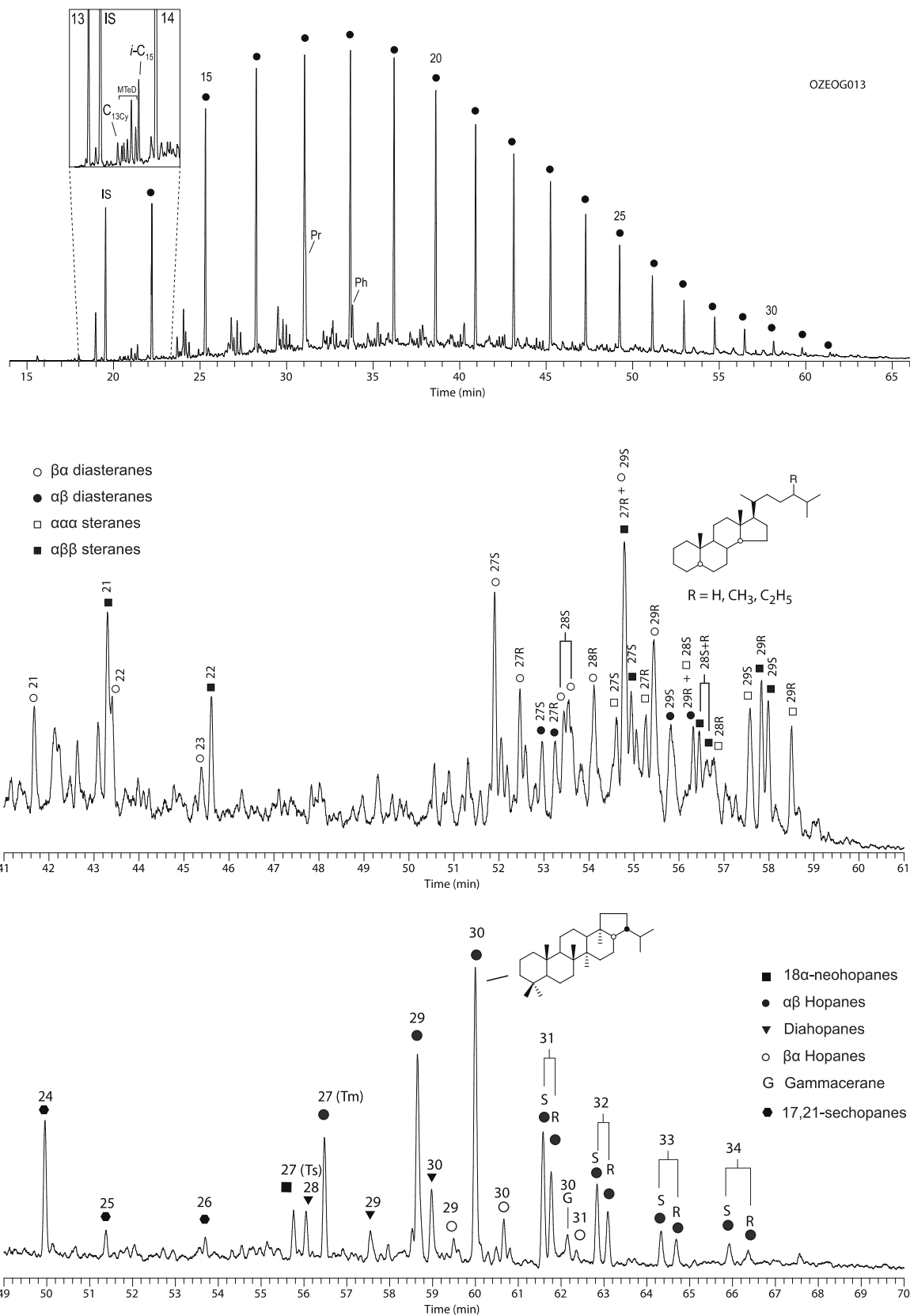


Figure 6.11: Expanded fragmentograms showing the biomarker distribution in the aliphatic fraction of the extracts from a representative sample (OZE OG 013). **A)** n-alkanes and linear isoprenoids (m/z 57). **B)** Steroids (m/z 217) **C)** Hopanoids (m/z 191). Numbers above symbols indicate carbon number.

5.7. Biomarkers

5.7.1. Aliphatic fractions

The aliphatic fractions of the sediment extracts are dominated in all cases by series of *n*-alkanes ranging from C₁₃ to C₃₂ with a maximum in C₁₇ and C₁₈ (Fig. 6.11A). Slight odd-over-even carbon predominance is observed in the long chain *n*-alkane homologs (C₂₃-C₃₂), as denoted by the carbon preference index (CPI) ranging from 0.81 to 1.28 (Table 6.8). The series of acyclic isoprenoids are dominated by pristane (Pr; C₁₉) and phytane (Ph; C₂₀). Other regular isoprenoids, alkylcyclohexanes and monomethyl alkanes are present in low amount (Fig. 6.11A). The Pr/Ph ratio was not calculated due to coelution of pristane with the *n*-C₁₇ alkane. Nevertheless, it is noticeable that Pr is the most abundant acyclic isoprenoid in all cases. Selective ion monitoring *m/z* = 191 permitted to detect series of hopanoids ranging from C₂₄ to C₃₄ (Fig. 6.11C). The series are dominated by 17 α (H),21 β (H)-hopanes from C₂₇ to C₃₄ with a maximum in C₃₀ in all the samples studied. Hopanoid doublets are observed from C₃₁ to C₃₄ corresponding to 22R and 22S epimers. Series of (17 β (H), 21 α (H)-moretanes were also detected in minor proportion ranging from C₂₉ to C₃₁, with a maximum at C₃₀ (Fig. 6.11C). Gammacerane was observed in low amount. Steranes and diasteranes were detected after selective ion extraction *m/z* 217 (Fig. 6.11B). The steranes distribution is similar in all samples, mostly consisting of 5 α (H),14 α (H),17 α (H) regular steranes ($\alpha\alpha\alpha$ -steranes; Fig. 6.11B) and 5 α (H),14 β (H),17 β (H)-20R ($\alpha\beta\beta$ -steranes; Fig. 6.11B) with the corresponding epimers (-20S and 20-R). An important fraction corresponds to rearranged steranes (diasteranes) consisting of $\beta\alpha$ -diasteranes, and $\alpha\beta$ -diasteranes in a lesser extent; the proportion of diasteranes and steranes is variable between samples (Table 6.8). Short chain steranes are also observed composed of C₂₁ to C₂₃- $\beta\alpha$ -diasteranes and C₂₁ and C₂₂- $\alpha\beta\beta$ -steranes. The proportion of C₂₇, C₂₈, and C₂₉ steranes and diasteranes present variations along the section studied (Table 6.8).

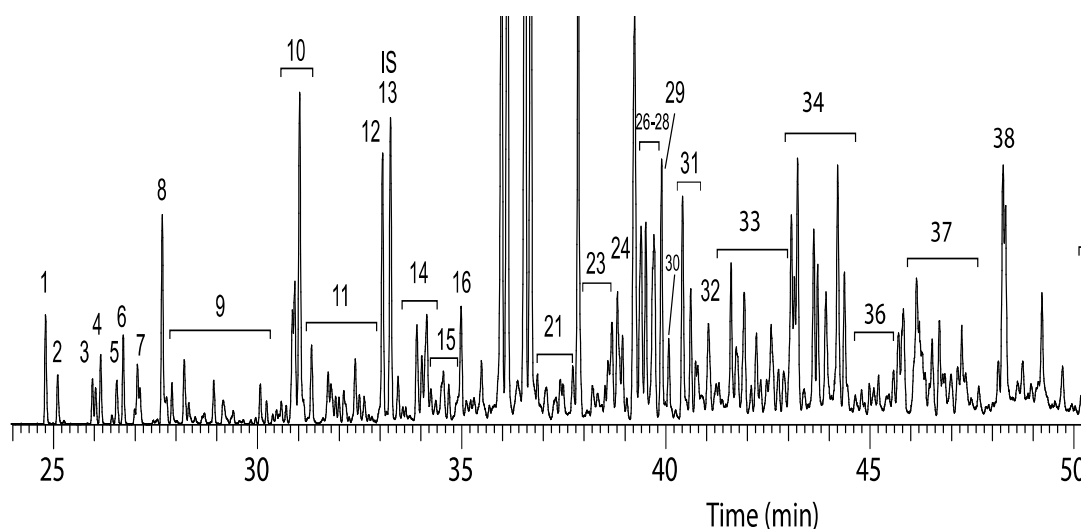


Figure 6.12: Total ion current chromatograms of aromatic fraction from extracts of a representative sample (OZE OG 035 f2). Numbers above pics correspond to compounds listed in Table 6.8.

5.7.2. Aromatic fractions

The total ion current (TIC) of the aromatic fraction from a representative sample is shown in the [Figure 6.12](#). The total number of identified compound classes is listed in [Table 6.9](#). Phenanthrene (P) and its alkylated counterparts (methylphenanthrene; MP, dimethylphenanthrene; DMP, and trimethylphenanthrene; TMP) are clearly the most abundant compounds. Mostly polycyclic aromatic compounds were identified (more than three aromatic rings) consisting of pyrene, alkylpyrenes, alkylbenzopyrenes, fluoranthene, alkylbenzofluoranthenes and alkylbenzanthracenes. Mono- and di-aromatic compounds were missing in all samples or present in very low amount. Maturity parameters were calculated using pyrene and alkylpyrene derivatives (MPR, MPI, MPI2 and Rc; [Table 6.8](#)). The values are clearly contrasting from either side of the EMOT going from 0.48 above the EMOT to 1.68 below the EMOT ([Fig. 6.13B, Table 6.8](#)).

Dibenzofurans and alkyldibenzofurans (Terrestrial index, TI, [Table 6.8, Fig. 6.13A](#)) and pyrene relative abundances were calculated as terrestrial-input proxy based on comparison with the internal standard anthracene D10 (IS). Their abundances present major changes along the interval studied, presenting a higher input in the lower part of the sequence, mostly below the EMOT boundary ([Fig. 6.13A](#)).

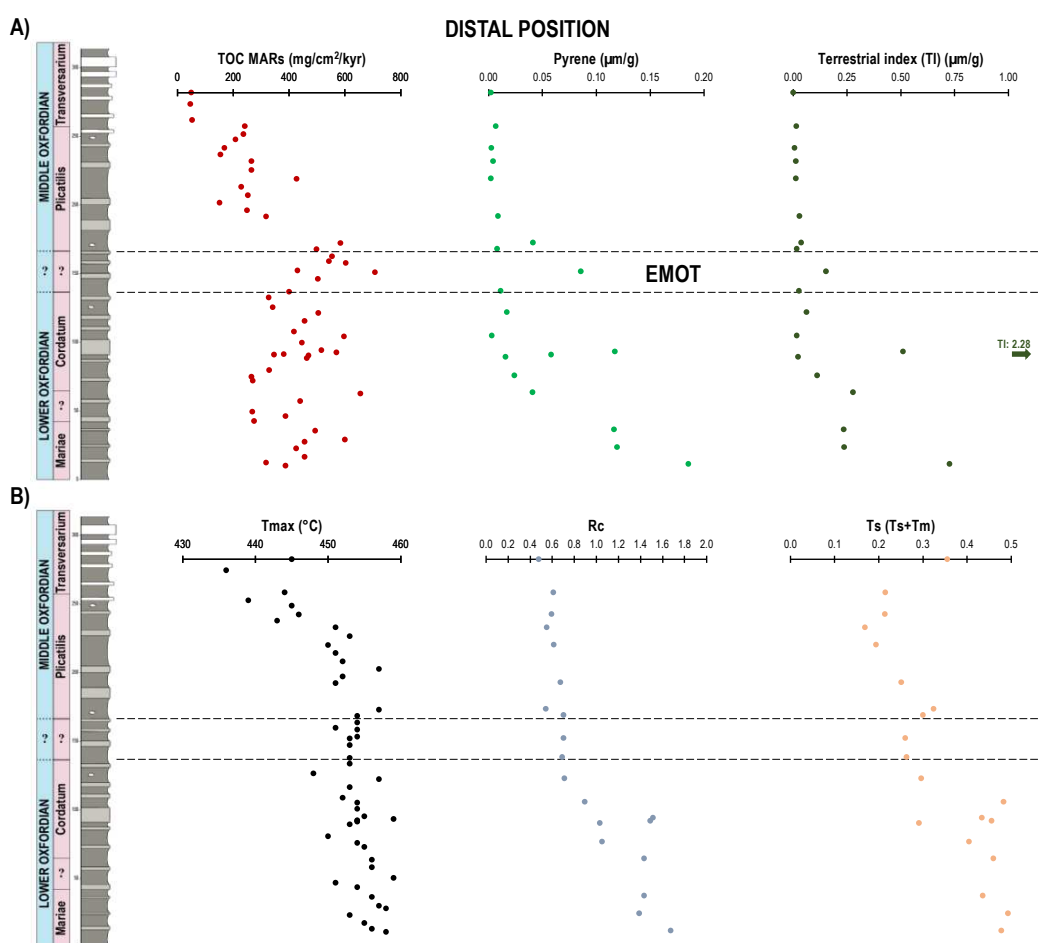


Figure 6.13: A) Vertical distribution of TOC MARs and terrestrial input parameters from the biomarkers in the distal position. B) Vertical distribution of Tmax and maturity parameters from the biomarkers in the distal position.

6. Interpretations

Even if the sedimentation of the TN Fm during the Early and the Middle Oxfordian seems to have been very homogenous in the Subalpine Basin, several key parameters can be highlighted and discussed.

6.1. Impact of burial and organic matter maturity

Foremost, Rock Eval data show various degrees of organic-matter maturity: late immature window to late oil window (see results). More conspicuously, Tmax values higher than 435°C indicate a high degree of OM maturity (Espitalié et al., 1985), corresponding to most of the samples in the distal position. Moreover, in this latter position, the Tmax values are significantly different under and above the EMOT (see origin of OM). The molecular biomarkers allows to define more accurately the OM maturity in the distal position. Indeed, the alkylphenanthrenes 9-MP and 1-MP are highly abundant, with 9-MP being predominant in samples above the EMOT and present lower values compared to 2-MP and 3-MP in samples from below indicating differences in maturity (Radke et al., 1986). This feature is better observed with the calculated Rc values (equivalent of vitrinite reflectance; Table 6.8; Radke et al., 1986) clearly indicating higher maturity of the OM below the EMOT (Table 6.8). This interpretation is also supported by thermal maturity parameter based on the presence of 18 α -22,29,30-trisnorneohopane (Ts) which is thermally stable counterpart of the 17 α -22,29,30-trisnorneohopane (Tm). The ratio of Ts/Ts+Tm (Fig. 6.13B, Table 6.8; Peters et al., 2005) presents higher values in the samples below the EMOT in comparison with the samples above this boundary.

From the clay mineralogy, the diagram of Esquevin Index vs. Kübler Index can be used to compare the burial of the different positions (Fig. 6.6, Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000). The majority of samples are in the diagenesis area or nearby, except for two samples which are clearly in the anchizone area and which correspond to the top of the Crotenay and Grand Nant sections (Fig. 6.6). The clay minerals indicate that the sediments were not deeply buried, and, thus, they can be interpreted here as sedimentary signatures of what emerged lands supplied to the basin. In the case of the two samples at the top of proximal and intermediate sections, a possible change of emerged source area can explain the low values of Kübler Index.

6.2. Depositional settings along the ancient margin of the Subalpine Basin

The inorganic geochemistry indicates that surface-productivity was low to normal and bottom waters were well-oxygenated in all positions in the Subalpine Basin. These conditions are coherent with the low organic contents of the sediments (mean of 0.66 wt%). The sediment composition was dominated by coarser silt particles (sortable silts) and carbonated particles. The low mode values of the terrigenous particles in the proximal position (19 μ m on average) and the very low SRs (1.2 cm/kyr on average) can be interpreted as very quiet sedimentation environment in open offshore environments of outer platform (Courville et al., 2000; Pellenard and Deconinck, 2006), that was coherent with the relatively high carbonate contents at this place. On the contrary, the very strong SRs in the distal position (21.6 cm/kyr

on average), and the very thick section corresponding in the intermediate position (Grant Nant, ~ 350 m, like in the distal position), indicate that great quantity of terrigenous materials were exported away out the platform of the Subalpine Basin. Although the mean mode values are similar, (27 μm in distal position, 29 μm in intermediate position), only the intermediate position was marked by signifying proportions of sands in the sediment (8.5% on average). One explanation may be that the dynamic of current between the intermediate and the distal positions were slightly different.

As described above, the sedimentary parameters characterizing each position only vary very little. Nevertheless, the statistical PCA method allows to discriminate the positions with the RC1 vs. RC2 components (Fig. 6.10B). Indeed, the RC1 can indicate some variations of seawater geochemistry, and, it is observed that the distal and the intermediate positions are distinct. These weak variations of seawater geochemistry are in adequacy with the previously proposed differences of current dynamics between these positions. In addition, the RC2 component shows a contrast between the proximal position with the intermediate and distal positions. This component is mainly correlated with the terrigenous fraction of the sediments and, hence, on the basis of the lithological parameters (grain-size and clay mineralogy), the two distant positions are statistically distinct from the proximal position. One more time, this lithological contrast is coherent because the intermediate and the distal positions correspond to the Terres Noires facies *sensu stricto* (Artru, 1972; Pellenard, 2003), on the contrary of the proximal position situated in the Jura Mountain.

According to the grain-size analysis and the PCA method, the intermediate position seemed to be specific. Moreover, compared to other positions, the high proportions of illite and chlorite, the low W EFs (see hereafter for the significance of W), and the constant IA, reinforce this statement. Due to the paleo-oceanographical position of the intermediate position (Fig. 6.2), especially for the Grand Nant section, it is conceivable that this marine area was to some extent disconnected from the proximal and distal positions.

6.3. Origin of the organic matter

In addition to the weak variations observed in the depositional settings of the Early and Middle Oxfordian sediments in the Subalpine Basin, it is interesting to focus on the sedimentation of OM in the distal position. The TOC values, and even more the TOC MAR values, show an important decrease above the EMOT. In the same way, the Tmax values decrease soon after the EMOT. The matrix effect (Espitalié et al., 1985) could explain the high Tmax values in the Early Oxfordian. During the Rock Eval pyrolysis, in the case where the sediment contains a very low organic content, the high proportion of clay minerals (in particular illite and montmorillonite, the latter belonging to the smectite group) can provoke a partial retention of heavy hydrocarbons, and therefore, the decrease of the S1 and S2 parameters (Espitalié et al., 1985). Consequently, the decrease of these two parameters resulting in: 1) an underestimation of the calculated HI parameter, fundamental for determine the OM type on a pseudo Van Krevelen diagram; and 2) an overestimation of the calculated Tmax values, also fundamental to

determine the organic-matter type and maturity (Espitalié et al., 1985). Firstly, the sediments of the TN Fm in the distal position contain very low proportions of clays (<1% on average). Secondly, the proportions of illite and illite-smectite mixed-layers minerals in the whole sediment have been calculated (Table 6.3) and correspond to 0.3% and 0.6% on average respectively for the Early Oxfordian, and 0.3% and 0.5% on average respectively for the Middle Oxfordian. We assume that the vertical variations of these clay minerals are too low to explain a drop of about 10°C in the Tmax values (Fig. 6.9A).

However, another possible explanation is about the intrinsic nature of the OM. In fact, the strong Tmax values could correspond to a relatively important contribution of terrestrial OM to the TOC. During the Rock Eval pyrolysis, because of its refractory nature, the terrestrial OM exhibits higher Tmax values than the marine and lacustrine OM for equal burial-maturity (Espitalié et al., 1985). Therefore, the Early Oxfordian could have contained more terrestrial OM than the Middle Oxfordian in the distal position. In order to test this hypothesis, the molecular biomarkers allow to determinate the origin of OM. Some polycyclic aromatic compounds (PAHs) are associated with terrestrial derived OM since they commonly occur in soils as a consequence of diagenetic transformation of land-derived biomolecules (Blumer and Yougblood, 1975; Hartgers et al., 2005). Some of these compounds are mostly associated with the incomplete combustion of plant biomass like pyrene, benzopyrene and benzofluoranthene (Venkatesan and Dahl, 1989; Grice et al., 2005). Some other, like dibenzofuran derivatives, are commonly used in the literature as markers of higher plants. The later compounds are reported to be the degradation products of several vascular-plant-derived biomolecules like lignin present in woody plants, (Hartgers et al., 2005), cellulose and cellulose-like polysaccharides (Pastorova et al., 1994), lichens (Radke et al., 2000) and even Paleozoic subaerial thaloids (Quijada et al., 2015). The later compounds are then used as markers of land-derived OM input and run-off (Sephton et al., 2005; Wang and Visscher, 2007; Nabbefeld et al., 2010).

In the present study, dibenzofuran derivatives are unambiguously more abundant below the EMOT, indicating an enhanced contribution of land-derived OM (Fig. 6.13A, Table 6.8). This observation is consistent with previous works also reporting variation in the contribution of terrestrial OM in samples from putative same age (from middle to upper Jurassic). This is the case for the Jurassic marine shales from the Isle of Sky (Scotland; Grice et al., 2015) as revealed from biomarker analysis. Hautevelle et al. (2006) also pointed out the presence of abundant conifer derived PAHs and changes in palaeoflora as a consequence of climate change in sediments from Paris Basin.

The distribution of PAHs (Table 6.6) could also indicate either an enhanced periodicity of forest fires producing combustion-derived compounds (Killops and Massoud, 1992; Jiang et al., 1998; Hautevelle et al., 2006) and/or the contribution of OM derived from an ancient coaly formation introducing aged terrestrial OM generating this extremely high aromatic distribution (Chen et al., 2012; Grice et al., 2007; Kaal et al., 2008; Romero-Sarmiento et al., 2011).

Summarizing, in distal position in the Subalpine Basin, the highest accumulation rates of OM in the sediments were coeval to strong inputs of terrestrial OM from: 1) soil-derived emerged-lands, 2)

enhanced contribution of OM derived from combustion fires; and possibly, 3) fossil OM (Carboniferous coals). Terrestrial contribution in the OM vanished nearby the EMOT (Fig. 6.13A, 6.13B).

6.4. The Early to Middle Oxfordian Transition (EMOT)

An event corresponding to the EMOT is highlighted from the OM, nevertheless, other results seems to mark this event in the distal position (Fig. 6.14A): 1) the decrease of the sortable silts accompanied by the increase of the carbonate content; 2) the decrease of the KISIC ratio; 3) the drop of tungsten (W) concentrations; and, 4) a weak change of seawater chemistry (NMDS method of inorganic geochemistry). Herein below, these variations are tentatively interpreted as reflecting different changes that occurred in the Tethys Ocean.

Oceanographic change

We propose that the drop of the sortable silts in the distal position means a decrease of the bottom current intensities (McCave et al., 1995). This trend is also observed in the sediment composition of the proximal position (Fig. 6.7B, 6.14A), just before the EMOT, but the Lower-Middle Oxfordian boundary is not precisely determined in the distal position. In the intermediate position, even if the oceanographic conditions were slightly different (see section 6.2), a change in the sediment composition is observed with the decrease of sands and the increase of cohesive silts (Fig. 6.8B, 6.14A). All of these results may indicate a change of oceanographic currents by the EMOT, and, in particular, the drop of current intensities marked by the decrease of the sortable silts (proximal and distal position) and sands (intermediate position). This interpretation is coherent with the occurrence of submarine hardgrounds on the northern Tethys shelf during the Early Oxfordian (Rais et al., 2007). Actually, these hardgrounds have recorded strong current intensities before a drop marked by the appearance of nodular limestones during the *Plicatilis* Ammonite Zone (Fig. 6.14B, Rais et al., 2007). The timing seems to be similar in the case of the Subalpine Basin.

The NMDS analysis, performed on the inorganic geochemistry data of the distal position, allows to interpret a differentiation in bottom seawater chemistry between the Early and the Middle Oxfordian. On a larger scale, due to the increase of the hydrothermal activity in the mid-ocean ridges, the strontium and neodymium isotopes also display a change of seawater chemistry during the Lower-Middle Oxfordian interval (Jones et al., 1994; Mc Arthur et al., 2001; Dera et al., 2015).

Climatic change

The decrease observed in the KISIC ratio, although with clay minerals representing only <1% of the sediment, indicates also a change after the EMOT. This ratio can be interpreted as a change of humidity on the emerged source area, with the increase of inherited clay minerals (illite and chlorite) to the detriment of the clay minerals formed in soils with strong alteration (kaolinite and I-S, which partly correspond to the illitization of smectite minerals during the diagenesis according to Pellenard, 2003). Therefore, this ratio might indicate that climatic conditions were less humid on emerged source area after the EMOT. Moreover, this ratio seems to increase at the top of each sections (Fig. 6.7B, Fig. 6.8B,

Fig. 6.9B), which could indicate more humid conditions on the emerged source areas during the *Transversarium* Ammonite Zone, and/or, a change of the sedimentary sources, as proposed from the diagram of Esquevin Index vs. Kübler Index (see section 6.1). The contrast of humidity on the emerged lands surrounding the Tethys Ocean during the Lower to Middle Oxfordian period was highlighted by the palynology study of Abbink et al. (2001) (Fig. 6.14B). For that reason, it appears logical that this relative decrease of moisture on land caused the disappearance of terrestrial OM in the distal position (at least partially, see global sea-level variation here after). In addition, the decrease of humidity was coeval to a global warming well documented in several locations (Riboulleau et al., 1998; Abbink et al., 2001; Wierzbowski, 2002; 2004; Dromart et al., 2003b; Cecca et al., 2005; among others). This climatic change caused the return of a sedimentation dominated by carbonate during the Middle Oxfordian (Fig. 6.14B, Dromart et al., 2003a). The stimulation of the carbonate factory is also recorded in the present study (Fig. 6.14A) and in previous works about the Subalpine Basin (Artru, 1972; Graciansky et al., 1999; Pellenard, 2003).

Eustatic change

About the inorganic geochemistry data, the most surprising result is the drop of the tungsten concentration in the distal position during the EMOT (Fig. 6.9C). The W concentrations are low to normal compared to average crustal values in the intermediate section (Fig. 6.8C), but, contrary to the distal position, the proximal position shows an enrichment of W after the EMOT, even if the W EF values in the Lower Oxfordian were not weak (Fig. 6.7C). The first possible interpretation of this unexpected observation was that hydrothermal fluids, especially known in the TN Fm with the occurrence of chemoherts (Fig. 6.3, Bourseau, 1977; Tribovillard, 1989; Pellenard, 2003), provoked the concentration of W. However, at the Beauvoisin section (Fig. 6.2), the inorganic geochemistry data within the chemoherts and close to them do not show any increase of W concentration (Tribovillard, unpublished data). Another possibility was that W came along together with the terrigenous fraction. Actually, several Sn-W veins are described in the French Massif Central and the Bohemian Massif (Von Raumer et al., 2003; Harlaux et al., 2017), which were possible sedimentary sources for the Subalpine Basin deposits during the Jurassic (Artru, 1972; Graciansky et al., 1999; Pellenard, 2003; Pellenard and Deconinck, 2006). Therefore, we propose that the strong tungsten concentrations in the Lower Oxfordian deposits in the distal position resulted from the Variscan-basement erosion in a nearby emerged area, namely, the French Massif Central and/or the Bohemian Massif. The Variscan basement erosion during the Early Oxfordian was also consistent with the possible contribution of fossil-OM derived from Carboniferous coals. Moreover, two hypotheses are proposed to explain the drop of the W EF and of the possible fossil OM during the EMOT: 1) a change of source(s); and/or 2) a change of connection with the source(s) (by immersion, reorganization of currents or erosion intensity?). However, this change seems to affect only the distal position, because the W EFs are higher in the proximal position in the Lower and Middle Oxfordian. Consequently, the most likely hypothesis is a change of connection with the source(s), probably by the submersion of the sedimentary source of Variscan

products (W and possible fossil OM) in the case of the distal position. Even though controversial (see discussion in Boulila et al., 2010; and Boulila et al., 2011), the base of the *Mariae* Ammonite Zone (Early Oxfordian) was probably a low sea-level worldwide, and the following Early-to-Late Oxfordian interval (*Mariae* Ammonite Zone *pro parte* to *Bifurcatus* Ammonite Zone *pro parte*) was a major transgressive period (Fig. 6.14B, Haq et al., 1987; 2017; Ramajo and Aurell, 2008; Boulila et al., 2010). Therefore, we propose that during the Early Oxfordian, the main source of tungsten for the distal position was the French Massif Central, and, then the global rise of sea-level caused the submersion of this source area. It is coherent with the circulation patterns reconstructed for marine circulation in the Subalpine Basin, which indicate east-to-west currents along the platform domains (Delamette, 1990; Föllmi et al., 2011). In the same time, the source of tungsten in the proximal position, located further to the North in the Jura Mountain, was probably the Bohemian Massif, emerged throughout this period (Artru, 1972; Pellenard and Deconinck, 2006).

The global sea level also could have impacted the terrestrial organic sedimentation in the distal position. During the Early Oxfordian, the combination of a more humid climate on land and a global low sea level could have furthered the continuous production and discharge of continental OM into the deep basin. On the contrary, during the Middle Oxfordian, the less humid climate and the rise of global sea-level limited the production and transport of terrestrial OM into the deep basin. In addition, the strongest export of terrigenous materials (high SRs) in the Lower Oxfordian were consistent with a global low-stand sea-level, and, contrariwise, during the Middle Oxfordian, the diminution of the terrigenous material exported (decrease of SRs), coupled to increased carbonated sedimentation, were compatible with a sea-level rise.

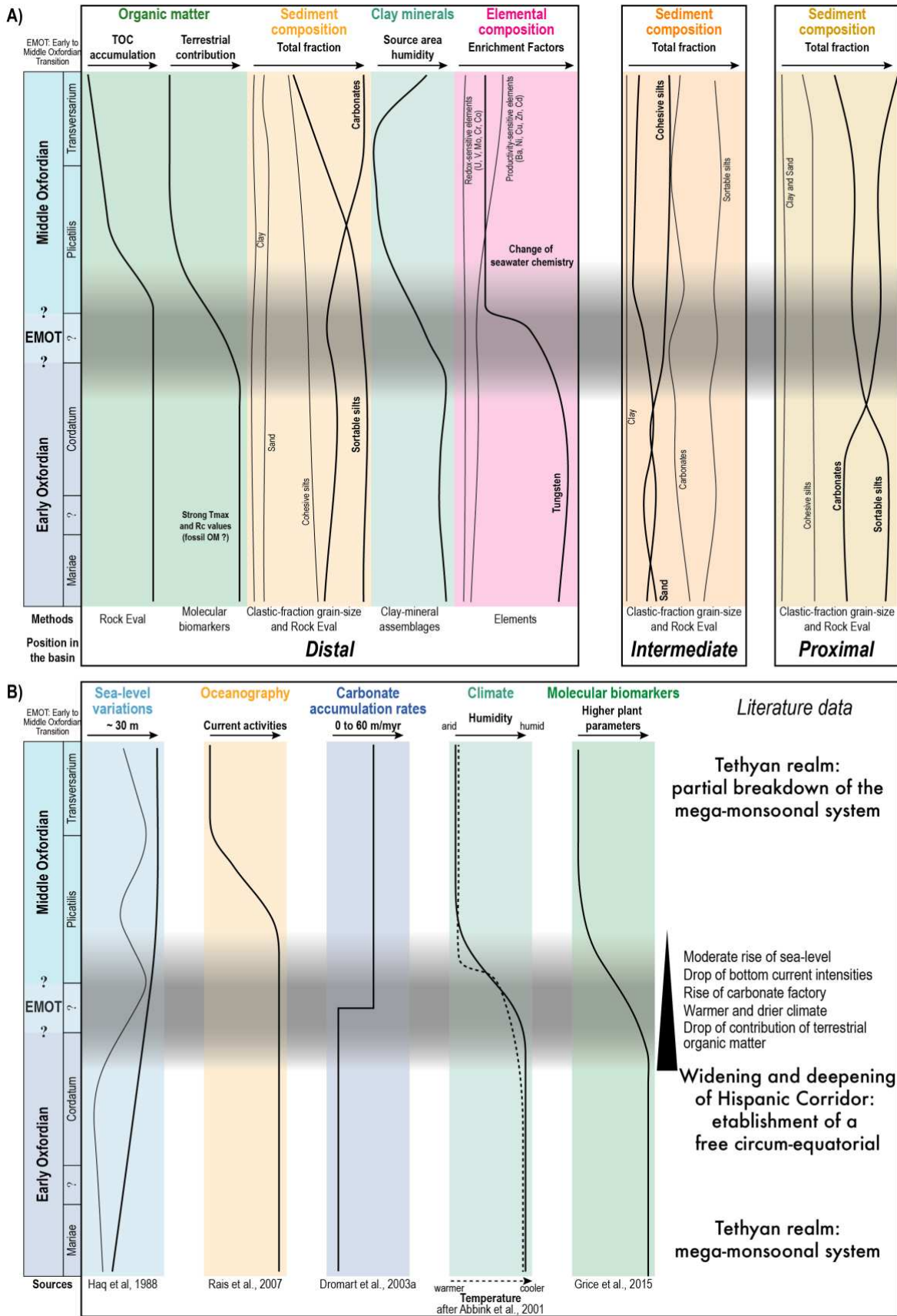


Figure 6.14: A) Parameters impacted by the event during the EMOT, mainly observed in the distal position in the Subalpine Basin. B) Studies highlighting changes during the EMOT in the Tethys Ocean.

6.5. EMOT: opening of a new seaway and partial breakdown of a mega-monsoonal system

To summarize, from a multiproxy approach of the TN Fm deposited in the Subalpine Basin, several global changes (Fig. 6.14A, 6.14B), which are known to have occurred in the Tethys Ocean during the EMOT, are also evidenced: 1) a global rise of sea-level (possible submersion of clastic-supplying, tungsten-rich and terrestrial- and possibly fossil-OM sources, and limited discharge of terrestrial OM); 2) an oceanographic reorganization (changes in the sediment composition of all settings in the basin; change of seawater chemistry); and, 3) a climate warming (clay assemblages, decreased terrestrial-OM production, return of a carbonate-dominated sedimentation).

Actually, these global changes were provoked by a major global event at the Lower-Middle Oxfordian boundary: the widening and deepening of the Hispanic Corridor (Fig. 6.1A, Riccardi, 1991; Winterer, 1991; among others, see discussion in Rais et al., 2007). The opening of this new seaway was due to the global break-up of the Pangea (Ziegler, 1988, see discussion in Rais et al., 2007) coupled to a global sea-level rise (Haq et al., 1987; 2017), and it allowed a free circum-equatorial circulation to establish during the Late Jurassic (Winterer, 1991; Hotinski and Toggweiler, 2003). Moreover, this new equatorial current, which led to oceanographic and climatic changes in the Tethyan realm, caused the partial breakdown of the mega-monsoonal system that was occurring north to the Tethys Ocean (Fig. 6.1A, Winterer, 1991; Moore et al., 1992; Hotinski and Toggweiler, 2003; Rais et al., 2007) and the potential northward displacement of the humid climatic belt (Martin-Garin et al., 2012).

This partial breakdown of the mega-monsoonal system can account for the change in the erosional regime effecting emerged lands, especially echoed by the alteration index IA. This index, calculated from the bulk terrigenous fraction (65% of the sediments on average), is logically more consistent than the KISIC ratio calculated on the clay fraction alone (<1% of the bulk sediment on average). Thus, in the proximal and distal positions, the IA shows a gradual increase during the Lower to Middle Oxfordian period, while the intermediate position did not record any change (constant IA). The IA values are higher in the proximal position than in the distal because of a source effect (section 5.5), and, as illustrated herein above, the intermediate position was slightly disconnected from the other two ones. Schematically, this gradual increase is interpreted as a gradual transition from a regime dominated by mechanical erosion on lands to a regime with more intense chemical alteration. In other words, the change that affected the mega-monsoonal system could account for our results. Indeed, during the Early Oxfordian, the climate was more humid within a mega-monsoonal system (i.e., with intense rainfall episode and eroding runoff), and, consequently, the mechanical erosion and the terrestrial OM export were favored. On the contrary, during the Middle Oxfordian, the climate was less humid, due to the partial breakdown of this mega-monsoonal system associated to the northward shift of the humid climatic belt (Winterer, 1991; Moore et al., 1992; Hotinski and Toggweiler, 2003; Rais et al., 2007, Martin-Garin et al., 2012), and, therefore, the rainfall pattern was smoothed in comparison to the Early Oxfordian. Therefore, the mechanical erosion decreased and the export of terrestrial OM was limited.

Finally, the multiproxy approach of the TN Fm in the Subalpine Basin allows to identify the echo of a major event associated to: 1) the break-up of Pangea; 2) the establishment of a new free circum-equatorial circulation; and, 3) the perturbation of a mega-monsoonal system with a possible shift of a humid climatic belt. Within the Subalpine Basin, this event was better expressed in the distal position, i.e., in the deeper part of the Subalpine Basin than in the other settings studied here (proximal and intermediary settings). Thus, this event was better recorded in the deep basin than on the platform, perhaps because the latter environment underwent high-frequency perturbations preventing the clear recording of subtle environmental variations. Such perturbation could simply result from sea-level variations that impacted platform environments, but spared the basinal setting.

7. Conclusion

Hitherto, the TN Fm has been studied in the central, deep part of the Subalpine Basin; for the present study, we examined a proximal-distal transect across the basin margin to complement our understanding of the modalities of organic-matter deposition and accumulation in a semi-enclosed diverticulum of the Tethys Ocean. Our results, coupled to those of previously published works show that the deposition patterns were remarkably homogeneous throughout the largest parts of the basin, with the proximal setting (Jura Mountains) showing some specific features corresponding to shallow environments, while all deeper settings share common characteristics. The basin accumulated thick sedimentary successions under quiet conditions allowing the record of orbitally-tuned Milankovitch cycles expressed through faint variations of the sedimentary parameters. The basin, with a semi-enclosed geometry and high sedimentation rates, could be thought to be a place suitable to organic-matter storage. It is not the case and, a bit counter-intuitively, no place with high organic content could be identified.

The differences in the sediment parameters of the various locations along the transect are quite faint but well demonstrable using statistical data processing. It thus appears that the boundary separating the Early Oxfordian from the Middle Oxfordian (referred to as the EMOT) is rather well defined in the Subalpine Basin. It means that the stratigraphic division of the Oxfordian times corresponds to an environmental change that could be recorded even in the pelagic part of a small side-basin of the Tethys. It is inferred that the EMOT had a strong imprint over the marine realm.

8. References

- Abbink, O., Targarona, J., Brinkhuis, H., Visscher, H., 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change* 30 (3-4), 231-256.
- Algeo, T.J., Tribouillard, N., 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Artru, P., 1972. Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) - Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Ph.D. thesis. University of Lyon, France. 173 pp.
- Attewell P. B., Farmer I. W., 1976. *Principles of Engineering Geology*. Chapman and Hall, London.
- Awongo, M.L., 1984. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Ph.D thesis. University of Aix-Marseille, France. 179 p.
- Barfèty, J.-C., Enay, R., Gidon, M., 1995. L'âge des Terres Noires et des formations associées dans les environs de Grenoble. *Géol. Alp.* 71, 165-168.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 1, 261-308.
- Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.L. De B., 2001. *Technologie Rock-Eval 6 : Performances et Développements*. *Oil and Gas Science and Technology* 56 (2), 111-34.
- Bergerat, F., Martin, P., 1994. Apports de l'analyse des failles du forage Balazuc-1 à la reconstitution des paléo-états de contrainte sur la bordure vivaro-cévenole du bassin du Sud-Est de la France (Programme Géologie Profonde de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165 (4), 307-315.
- Blumer, M., Youngblood, W.W., 1975. Polycyclic aromatic-hydrocarbons in soils and recent sediments. *Science* 188, 53– 55.
- Boulila, S., 2008. Cyclostratigraphie des séries sédimentaires du Jurassique supérieur (Sud-Est de la France, Nord de la Tunisie): contrôle astro-climatique, implications géochronologiques et séquentielles. Ph.D thesis. University of Paris VI, France. 313 pp.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L., Collin, P.-Y., gg, J.G., Fortwengler, D., Marchand, D., 2010. Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. *Basin Research* 22, 717-732.
- Boulila, 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.
- Boulila, 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.
- Bourseau, J.P., 1977. L'Oxfordien moyen à nodules des 'Terres Noires' de Beauvoisin (Drôme). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon* 15, 166 pp.
- Bout-Roumazeilles, V., Eisa C., Laurent L., Pierre D., 1999. Clay Mineral Evidence of Nepheloid Layer Contributions to the Heinrich Layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146 (1-4), 211-28.
- Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B., Joachimsl, M.M., 2008. Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin oyster shells. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 58-67.
- Cecca, F., Martin-Garin, B., Marchand, D., Lathuilière, B., Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222 (1-2), 10-32.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*, Springer Verlag, Berlin.
- Chen, Y., Mastalerz, M., Schimmelmann, A., 2012. Characterization of chemical functional groups in macerals across different coal ranks via micro-FTIR spectroscopy. *International Journal of Coal Geology* 104, 22–33.
- Courville, P., Bonnot, A., Collin, P.-Y., Enay, R., Marchand, D., 2000. Une série oxfordienne de référence, à mi-chemin entre les régions boréales et téthysiennes (Jura Central, France). *Rev. Paléo. Genève* 19 (2), 381-397.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français: bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 (4), 526-546.
- Dardeau, G., Atrops, F., Fortwengler, D., Graciansky, P.-C.D., Marchand, D., 1988. Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 771-777.
- Dardeau, G., Fortwengler, D., Graciansky, P.-C.D., Jacquin, T., Marchand, D., Martinod, J., 1990. Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnie : diapirs de Propiac, Montaulieu, Concordet (département de la Drôme, France). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 14 (1), 111-159.

- Dardeau, G., Graciansky, P.-C.D., 1990. Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 14 (2), 443-464.
- Dardeau, G., Marchand, D., Fortwengler, D., 1994. Tectonique synsédimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres noires (Callovien supérieur - Oxfordien moyen ; bassin du Sud-Est, France). *C. R. Acad. Sci.* 319, 559-565.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire B.R.G.M.*, 614 pp.
- Delamette, M., 1990. Aptian, Albian and Cenomanian microbialites from the condensed phosphatic deposits of the Helvetic shelf, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae* 83 (1), 99-121.
- Dera, G., Prunier, J., Smith, P.L., Haggart, J.W., Popov, E., Guzhov, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D., Cuny, G., Pucéat, E., Charbonnier, G., Bayon, G., 2015. Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. *Gondwana Research* 27 (4), 1599-1615.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M.M., Durllet, C., 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic World. *Geology* 39 (3), 215-218.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars Publications, Paris, 307 pp., 14 maps, 1 pl.
- Desmaison, Y.L., 1985. Halocinèse d'âge jurassique dans les Baronnies. La liaison avec la genèse du bassin. Ph.D. thesis. University of Paris VI, France. 167 pp.
- Desmaison, Y.L., Nicot, E., Guilhaumou, N., 1988. Le matériel triasique inséré dans les Terres Noires : arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-les-Baronnies. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 759-770.
- Dray, S., Dufour, A.B., 2007. The ade4 package: implementing the duality diagram for ecologists. *Journal of Statistical Software* 22, 1-20.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003a. Perturbation of the carbon cycle at the Middle-Late Jurassic transition : geological and geochemical evidence. *American Journal of Science* 303, 667-707.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003b. Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters* 213 (3), 205-220.
- Dunoyer de Seconzac, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de la Lorraine* vol. 29., Strasbourg, pp. 320.
- Enay, R., Cariou, E., Bellion, Y., Guiraud, R., Mangold, C., Thierry, J., 1993. Callovian palaeoenvironments. In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds) Atlas tethys palaeoenvironmental maps. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Espitalié J., Deroo G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. l'Inst. Fr. Pétrol.* 40, 563-579
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 147-153.
- Föllmi, K.B., Delamette, M., Ouwehand, P.J., 2011. Aptian to Cenomanian Deeper-Water Hiatal Stromatolites from the Northern Tethyan Margin. In: Tewari V., Seckbach J. (Eds) Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments. Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology vol 18. Springer, Dordrecht, 159-186
- Fortwengler, D., Marchand, D., Bonnot, A., 1997. Les coupes de Thuoux et de Savournon (SE de la France) et la limite Callovien-Oxfordien. *Géobios* 30 (4), 519-540.
- Gaillard, C., Atrops, F., Marchand, D., Hanzo, M., Lathuilière, B., Bodeur, Y., Ruget, C., Nicollin, J.-P., Werner, W., 1996. Description stratigraphique préliminaire des faisceaux alternants de l'Oxfordien moyen dans le bassin dauphinois (Sud-Est de la France). *Géol. Fr.* 1, 17-24.
- Gaillard, C., Emmanuel, L., Hanzo, M., Lathuilière, B., Atrops, F., Bodeur, Y., Bouhamdi, A., Marchand, D., Enay, R., Ruget, C., Werner, W., 2004. Une séquence disséquée du bassin à la plate-forme : l'épisode carbonaté de l'Oxfordien moyen dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 175 (2), 107-119.
- Gaillard, C., Rolin, Y., 1988. Relation entre tectonique syn-sédimentaire et pseudobiohermes (Oxfordien de Beauvoisin-Drôme, France). Un argument supplémentaire pour interpréter les pseudobiohermes comme formés au droit de sources sous-marines. *C. A. Acad. Sci II* (307), 1265-1270.
- Gignoux, M., 1960. Géologie stratigraphique. 5ème édition, Masson éd., 759 pp.
- Goldberg, K., Humayun, M., 2010. The applicability of the chemical index of alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 175-183.
- Graciansky, P.-C.D., Dardeau, G., Bodeur, Y., Elmi, S., Fortwengler, D., Jacquin, T., Marchand, D., Thierry, J., 1999. Les Terres Noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur) : interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 22 (1), 35-69.
- Grice, K., Backhouse, J., Alexander, R., Marshall, N., Logan, G.A., 2005. Correlating terrestrial signatures from biomarker distributions, $\delta^{13}\text{C}$, and palynology in fluvio-deltaic deposits from NW Australia (Triassic-Jurassic). *Organic Geochemistry* 36, 1347-1358.

- Grice, K., Nabbefeld, B., Maslen, E., 2007. Source and significance of selected polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments (Hovea-3 well, Perth Basin, Western Australia) spanning the Permian–Triassic boundary 38, 1795–1803.
- Grice, K., Riding, J.B., Foster, C.B., Naeher, S., Greenwood, P.F., 2015. Vascular plant biomarker distributions and stable carbon isotopic signatures from the Middle and Upper Jurassic (Callovian–Kimmeridgian) strata of Staffin Bay, Isle of Skye, northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 440, 307–315.
- Haq, B.U., 2017. Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. *The Geological Society of America Today* 28 (1).
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C.D., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P.-C.D., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60, Charts 1–8.
- Harrell Jr, F.E., Dupont, C., al., e., 2018. Hmisc: Harrell Miscellaneous. R package version 4.1-1.
- Hauteville, Y., Michels, R., Malartre, F., Trouiller, A., 2006. Vascular plant biomarkers as proxies for palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France). *Organic Geochemistry* 37 (5), 610–625.
- Hotinsky, R.M., Toggweiler, J.R., 2003. Impact of a Tethyan circumglobal passage on ocean heat transport and ‘equable’ climates. *Paleoceanography* 18 (1), 1–15.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durllet, C., Graciansky, P.-C.D., Hantzpergue, P., 1998. The North Sea cycle: an overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. *SEPM Special Publications* 60, 445–446.
- Jiang, C., Alexander, R., Kagi, R.I., Murray, A. P., 1998. Polycyclic aromatic hydrocarbons in ancient sediments and their relationships to palaeoclimate. *Organic Geochemistry* 29, 1721–1735.
- Jiang, C., Chen, Z., Lavoie, D., Percival, J.B., Kabanov, P., 2017. Mineral Carbon MinC(%) from Rock-Eval Analysis as a Reliable and Cost-Effective Measurement of Carbonate Contents in Shale Source and Reservoir Rocks. *Marine and Petroleum Geology* 83, 184–94.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimical Acta* 58 (14), 3061–3074.
- Kaal, J., Martínez-Cortizas, A., Nierop, K.G.J., Buurman, P., 2008. A detailed pyrolysis-GC/MS analysis of a black carbon-rich acidic colluvial soil (Atlantic ranker) from NW Spain. *Applied Geochemistry* 23, 2395–2405.
- Killops, S. D., Massoud, M. S., 1992. Polycyclic aromatic hydrocarbons of pyrolytic origin in ancient sediments: evidence for Jurassic vegetation fires. *Organic Geochemistry* 18, 1–7.
- Kübler, B., 1967. Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 1, 259–278.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity. *CR Acad. Sci. Paris* 331 (2), 75–89.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C.D., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3 (3), 179–199.
- Louis-Schmid, B., Rais, P., Bernasconi, S.M., Pellenard, P., Collin, P.-Y., Weissert, H., 2007. Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): A plate tectonic trigger? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248 (3–4), 459–472.
- Marchand, D., Fortwengler, D., Dardeau, G., Graciansky, P.-C.D., Jacquin, T., 1990. Les peuplements d’ammonites du Bathonien supérieur à l’Oxfordien moyen dans les Baronnies (bassin du Sud-Est, France) : comparaisons avec la plate-forme Nord-Européenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 14, 465–479.
- Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Geister, J., 2012. The shifting biogeography of reef corals during the Oxfordian (Late Jurassic). A climatic control? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365–366, 136–153.
- Masclé, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Delpéch, P.Y., Dubois, P., Gidon, M., Graciansky, P.-C.D., Kerckhove, C., Lemoine, M., 1988. Salt tectonics, Tethyan rifting and alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 747–758.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy; LOWESS Version 3; best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology* 109 (2), 155–170.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10 (3), 593–610.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 1021.
- Montero-Serrano, J.C., Föllmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Tribovillard, N., Fantasia, A., Suan, G., 2015. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 429, 83–99.

- Moore, G.T., Hayashida, D.N., Ross, C.A., Jacobson, S.R., 1992. Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 113-150.
- Nabbefeld, B., Grice, K., Twitchett, R.J., Summons, R.E., Hays, L., Böttcher, M.E., Asif, M., 2010. An integrated biomarker, isotopic and palaeoenvironmental study through the Late Permian event at Lusitaniadalen, Spitsbergen. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 84-96.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Oksanen, J., Blanchet, F.G., Kindt, R., Legendre, P., Minchin, P.R., O'Hara, R.B., Simpson, G.L., Solymos, P., Stevens, M.H.H., Wagner, H., 2016. *Vegan: Community Ecology Package*. R package version 2.3-5.
- Pastorova, I., Botto, R.E., Arisz, P.W., Boon, J.J., 1994. Cellulose char structure: a combined analytical Py-GC-MS, FTIR, and NMR study. *Carbohydrate research* 262, 27-47.
- Pellenard, P., 2003. Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France. Ph.D. thesis. University of Lille, France. Publication Société Géologique du Nord 31, 362 pp.
- Pellenard, P., Deconinck, J.-F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. *C. A. Acad. Sci* 338 (12-13), 854-866.
- Peters, K., Walters, C., Moldowan, J., 2005. *The Biomarker Guide: Biomarkers and isotopes in the environment and human history*, 2nd ed. Cambridge University Press, New York.
- Quijada, M., Riboulleau, A., Strother, P., Taylor, W., Mezzetti, A., Versteegh, G.J.M., 2015. Protosalvinia revisited, new evidence for a land plant affinity. *Review of Palaeobotany and Palynology* 1-13.
- R Core Team, 2016. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Radke, M., Welte, D.H., Willsch, H., 1986. Maturity parameters based on aromatic hydrocarbons: Influence of the organic matter type 10, 51-63.
- Rais, P., Louis-Schmid, B., Bernasconi, S.M., Weisser, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 (3-4), 527-546.
- Ramajo, J., Aurell, M., 2008. Long-term Callovian-Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. *Basin Research* 20 (2), 163-184.
- Riboulleau, A., Baudin, F., Daux, V., Hantzpergue, P., Renard, M., Zakharov, V., 1998. Evolution de la paleotemperature des eaux de la plateforme russe au cours du Jurassique supérieur. *C. R. Acad. Scie., Ser II* 326 (4), 239-246.
- Riboulleau, A., Bout-Roumazielles, V., Tribovillard, N., 2014. Controls on Detrital Sedimentation in the Cariaco Basin during the Last Climatic Cycle: Insight from Clay Minerals. *Quaternary Science Reviews* 94, 62-73.
- Riccardi, A.C., 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. In: Channell, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds) *Palaeogeography and paleoceanography of Tethys*, 155-189.
- Roberts, D.W., 2016. *labdsv: Ordination and Multivariate Analysis for Ecology*. R package version 1.8-0.
- Romero-Sarmiento, M.-F., Riboulleau, A., Vecoli, M., Laggoun-Défarge, F., Versteegh, G.J.M., 2011. Aliphatic and aromatic biomarkers from Carboniferous coal deposits at Dunbar (East Lothian, Scotland): Palaeobotanical and palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 309, 309-326.
- Sephton, M.A., Looy, C.V., Brinkhuis, H., Wignall, P.B., de Leeuw, J.W., Visscher, H., 2005. Catastrophic soil erosion during the end-Permian biotic crisis. *Geology* 33, 941-944.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazielles, V., Tribovillard, N., 2001. Carbonate grain- size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* 71, 858-862.
- Tribovillard, N., 1988. Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires du bassin dauphinois (France SE): mise en évidence de cycles climatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr., VIII, 5* (11), 178-188.
- Tribovillard, N., 1989. Contrôles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Ph.D thesis. University of Lyon, France. 110 pp.
- Tribovillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232, 12-32.
- Tribovillard, N., Ducreux, J.-L., 1986. Mise en évidence de cycles sédimentaires de 100.000 et 400.000 ans dans les Terres Noires du Callovien-Oxfordien de la région de Buis-les-Baronnies (France SE). *C. A. Acad. Sci.* 303 (20), 1508-1512.
- Venables, W.N., Ripley, B.D., 2002. *Modern Applied Statistics with S*. Springer, New York.

- Venkatesan, M.I., Dahl, J., 1989. Organic geochemical evidence for global fires at the Cretaceous Tertiary boundary. *Nature* 338, 57-60.
- Von Eynatten, H., Barcelo-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology* 35, 231–251.
- Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7-22. 40 Ma of hydrothermal W mineralization during the Variscan orogenic evolution of the French Massif Central revealed by U-Pb dating of wolframite. *Mineralium Deposita*, 1-31.
- Wang, C., Visscher, H., 2007. Abundance anomalies of aromatic biomarkers in the Permian–Triassic boundary section at Meishan, China — Evidence of end-Permian terrestrial ecosystem collapse. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 291-303.
- Westermann, S., Stein, M., Matera, V., Fiet, N., Fleitmann, D., Adatte, T., Föllmi K.B., 2013. Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the early Aptian oceanic anoxic event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 121, 467-486.
- Wierzbowski, H., 2002. Detailed pxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in central Poland. *International Journal of Earth Sciences* 91 (2), 304-314.
- Wierzbowski, H., 2004. Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian-early Kimmeridgian belemnite rostra; palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203 (1-2), 153-168.
- Winterer, E.L., 1991. The Tethyan Pacific during Late Jurassic and Cretaceous times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87 (1-4), 253-265.
- Ziegler, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States.

9. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO

Comme pour le Faisceau Goguel, la fraction argileuse des sédiments des Terres Noires est très faible : moins de 1% de la composition totale des sédiments et moins de 2% de la fraction terrigène des sédiments. Ces résultats sont assez surprenants quand on les compare aux travaux de *Pellenard (2003)*, qui a observé 20% d'argiles dans la fraction terrigène. Logiquement, il n'y a pas de relation entre le cortège organique et la minéralogie des argiles. Dans la coupe distale, il est observé une co-évolution de la teneur en silts des sédiments et de l'accumulation de MO terrestre (**Fig. 6.9**), pouvant impliquer une possible relation dans les processus de transport, tandis que la proportion des carbonates évolue de façon inverse. Toutefois, la chute de la proportion de silts est probablement liée à la diminution de l'intensité des courants profonds (*Rais et al., 2007*), alors que celle de la MO terrestre serait en lien avec une aridité accrue au niveau des sources sédimentaires (*Abbink et al., 2001*).

10. Variation du contenu organique le long du transect proximal-distal

Comme les teneurs en MO sont faibles dans l'Oxfordien du Bassin Subalpin, une comparaison proximale vs distale du cortège organique n'a pas vraiment d'intérêt. La seule évidence vient du fait que les plus fortes teneurs en MO terrestre sont dans la position distale, où on enregistre également la plus forte subsidence. L'export de MO terrestre vers le bassin profond a sans doute été favorisé par les forts courants qu'il y avait sur la plate-forme nord téthysienne (« hardgrounds » observés dans *Rais et al., 2007*). Ces courants ont pu exporter une quantité importante de matériel sédimentaire dans les domaines profonds de la Téthys durant l'Oxfordien inférieur.

Chapitre 7 – Niveaux organiques de l’Aptien-Albien : les leçons apprises de la « grande loterie » du Bassin Vocontien

Avant-propos

Les niveaux organiques de la formation des Marnes Bleues ont été échantillonnés durant différentes campagnes de terrains tout au long des trois années de thèse. En premier lieu, le Faisceau Goguel a été étudié afin de voir les possibles relations entre le contenu organique et les turbidites qui y sont présentes (chapitre 5). Après les premiers résultats sur le Faisceau Goguel, il est apparu qu’il contenait majoritairement de la matière organique (MO) d’origine marine, et que les turbidites ne jouaient pas un rôle dans la formation ou sur la nature du contenu organique de ce niveau. Ces résultats, en plus de ceux que nous avons déjà acquis dans le domaine profond du Bassin Subalpin (formation des Terres Noires), nous ont amené à élargir la thématique de la thèse à la sédimentologie de la MO en domaine marin distal. Afin d’avoir un maximum de données pour discuter des paramètres qui peuvent influencer le dépôt de la MO en domaine marin distal, d’autres niveaux organiques ont été étudiés dans l’Aptien et l’Albien de la formation des Marnes Bleues. D’après la littérature, la comparaison de ces niveaux organiques nous semblait pertinente car ils sont composés de MO d’origine marine et/ou terrestre, et parce qu’ils se sont déposés dans différents cortèges sédimentaires.

Les résultats sont présentés sous la forme d’un article scientifique après le résumé en français. Ensuite, les données des Marnes Bleues sont discutées par rapport aux problématiques de la thèse. Enfin, ces données sont traitées par une méthode statistique.

Résumé

Le Bassin Vocontien contient de nombreux dépôts organiques, tel que les niveaux Kilian et Paquier, ou encore le Faisceau Goguel. Parmi eux, certains correspondent aux événements anoxiques globaux que sont l’OAE 1a et l’OAE 1b. A partir de ce travail et des données collectées dans la littérature, une approche multi-facteurs des niveaux organiques de l’apto-albien montre que ces dépôts ont des origines contrastées et qu’ils affichent un déterminisme qui leur est propre. Nos résultats indiquent que pour la formation d’un niveau organique, il est nécessaire de combiner deux facteurs favorisant la préservation et l’accumulation de MO. L’enrichissement en MO des niveaux organiques sera d’autant plus marqué que d’autres facteurs favorables s’ajouteront aux deux facteurs originaux. Les grands vainqueurs de cette « loterie organique », les OAEs, seront les niveaux organiques collectant le plus de tickets gagnants parmi les facteurs favorables à l’accumulation de MO. Ce qui était vrai pour le Bassin Vocontien peut

être étendu à d'autres formations géologiques dans des bassins hémipélagiques, indépendamment de leur âge ou de leur localisation.

Aptian-Albian organic-rich levels: the lessons learned from the “grand lottery” of the Vocontian Basin

Alexis Caillaud¹, Melesio Quijada¹, Armelle Riboulleau¹, Jean-Yves Reynaud¹, Viviane Bout-Roumazeilles¹, François Baudin², Thierry Adatte³, Anthony Chappaz⁴, Jean-Loup Rubino⁵, Jean-Noël Ferry⁵, Nicolas Tribovillard¹

¹ Université de Lille, Laboratoire d'Océanologie et Géosciences, UMR LOG CNRS-université Lille-ULCO

² Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, ISTEP, 75005, Paris, France

³ Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

⁴ Department of Earth and Atmospheric Sciences, Central Michigan University, Mount Pleasant, MI, USA

⁵ TOTAL S.A., CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France

Key words: geochemistry, organic matter, trace elements, alteration indices, sequence stratigraphy, black shales

Abstract

The Vocontian Basin has many levels rich in organic matter, such as the Kilian, Paquier or Goguel levels, to mention a few. Among them, some correspond to the oceanic anoxic events OAE1a and OAE1b. Using the data from the literature and the present study, a detailed and multi-factorial approach of the organic levels of the Aptian-Albian shows that these levels all result from contrasting causes and that they have determinisms of their own. Our results indicate that for an organic level to appear, it is necessary to combine at least two factors favoring the preservation and accumulation of organic matter. The organic matter enrichment of the organic levels will be all the more marked that other favorable factors will add to the two basic factors. The big winners of this organic lottery, namely, the OAEs, will be the organic levels collecting the highest number of winning tickets among the factors favorable to the accumulation of organic matter. What was true for the Vocontian Basin may be extended to other settings, regardless of their age or location.

1. Introduction

The mid-Cretaceous period was marked by repetitive discrete layers of organic-rich sediments, among which some was caused by the « oceanic anoxic events » (OAEs) (Schlanger and Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1990; Jenkyns, 2010). Historically, these organic-rich sediments were described in two Tethyan basins: the Umbria-Marche Basin in central Italy and the Vocontian Basin in the south-eastern part of France (Bréhéret, 1997; Coccioni et al., 2006, Föllmi, 2012). In the Vocontian Basin, the organic levels (OLs) displayed within the Marnes Bleues Formation (MB Fm.) have been investigated by numerous works (Friès, 1987; Rubino, 1989; Tribovillard, 1989; Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1994; 1997; Dauphin, 2002; Friedrich et al., 2003; Friès and Parize, 2003; Herrle et al., 2003; 2004; 2010; Heimhofer et al., 2004; 2006; Westermann et al., 2013; Ando et al., 2017; Ferry, 2017; Caillaud et al., 2018). The Aptian to Lower Albian interval of the MB Fm. was composed of several OLs: the Goguel Level, the Niveau Noir Interval, the Fallot Interval, the Jacob Level, the Kilian Level and the Paquier Level (Bréhéret, 1997). The Goguel Level corresponds to the OAE 1a (Bréhéret, 1994) while the Jacob, Kilian, and Paquier levels constitutes the OAE 1b set (Leckie et al., 2002). According to the literature (Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1994; Friedrich et al., 2003; Herrle et al., 2003; 2010; Heimhofer et al., 2006), the accumulation and preservation of organic matter (OM) during the deposition of (some of) the OLs was triggered by: 1) an increased surface-water productivity, which induced an oxygen-depleted, bottom-water zone (« expanded oxygen-minimum layer model », Demaison and Moore, 1980, Pedersen and Calvert, 1990; Erba, 1994; Erbacher et al., 1996; Premoli Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010); or, 2) a reduction of deep-water renewal and/or enhanced water-column stratification (« stagnant-ocean model », Schlanger and Jenkyns, 1976; Demaison and Moore, 1980; Bralower and Thierstein, 1984; Arthur et al., 1990; Erbacher et al., 2001). The recent study of Caillaud et al. (2018) on the Goguel Level demonstrated that other factors should be considered, namely, the intrinsic nature of OM, the sedimentation rates, and the geographical context of the Vocontian Basin which was once a diverticulum of the Tethys Ocean. Indeed, interpreting the depositional environments of organic-rich sediments cannot be summarized with the opposition of two extreme patterns (Trabucho Alexandre et al., 2011; Föllmi, 2012; Westermann et al., 2014; Giorgioni et al., 2015; Sabatino et al., 2015; Caillaud et al., 2018, among others).

In order to refine the understanding of the mechanisms controlling the formation of the OLs in the Vocontian Basin, a multi-factors approach combining field observation, organic and inorganic geochemistry, clay-mineral assemblage determination and grain-size analyses of the non-carbonate fraction have been performed onto 8 sections. The questions at stake in the present paper are the following ones: do all the organic-rich levels on the Vocontian basin share the same causes and mechanisms? If the answer is no, then what are the common points of these levels and is it possible to identify a single, first-order factor responsible for basin-scaled organic enrichments? Last, to which scale can the results about the Vocontian Basin be extended to other situations?

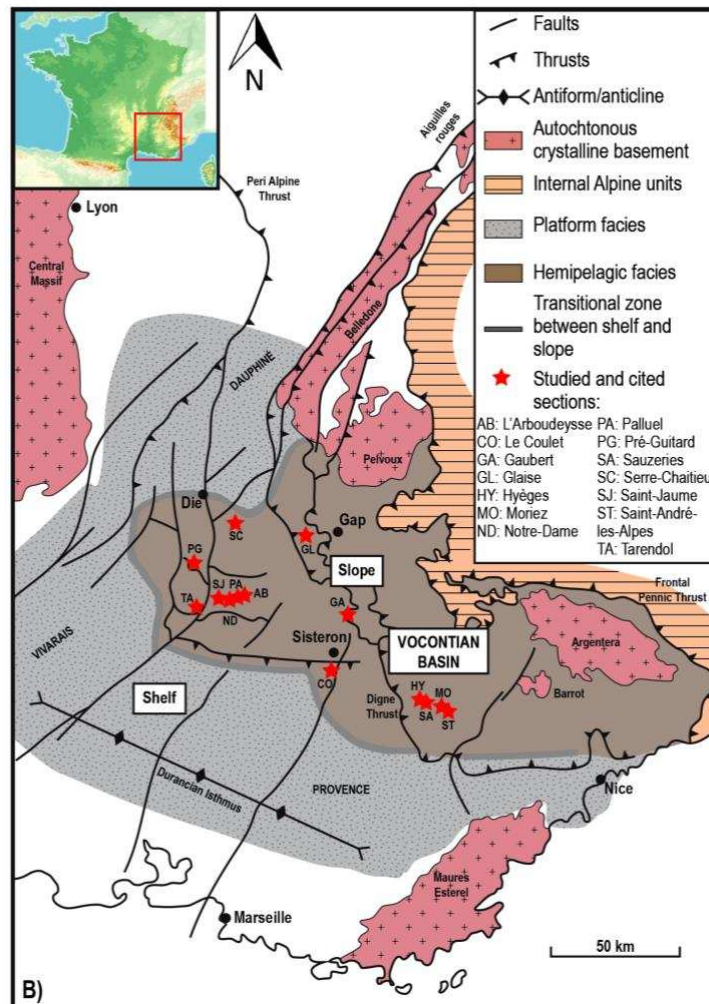
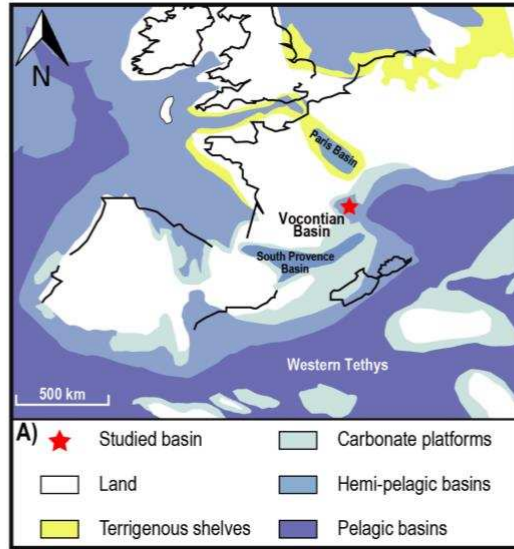


Figure 7.1: A) Aptian paleogeographical map of the western Tethys (in Stein et al., 2012, modified from Masse et al., 2000). B) Map of the geological context of the Vocontian Basin during the Aptian times. The regional settings, main platform limits, submarine valleys and sections are display (modified from Friès and Parize, 2003).

2. Geological setting of the Vocontian Basin during the Lower Cretaceous

The South-East Basin of France (also called Vocontian Basin or Trough) corresponded to the slope of the northern margin of the Tethys Ocean during the Lower Cretaceous (Friès and Parize, 2003, [Fig. 7.1A](#)). The platforms of the Vocontian Basin were located in Provence to the south, in Ardèche to the west, and in the Chartreuse and Vercors Mountains to the north ([Fig. 7.1B](#)). Thus, the Vocontian Basin was a sort of diverticulum of the Tethys, only connected with the open ocean to the east end. A system of extensive faults and tilted blocks, inherited from the Tethyan rifting during the Jurassic times, controlled the geometry of the Vocontian Basin (Graciansky and Lemoine, 1988).

Then, the transition to a coupled extensive-transpressive tectonic system marked the Aptian-Albian period (Friès, 1987; Beaudoin et al., 1986; Graciansky et Lemoine, 1988; Joseph et al., 1989). The extensive tectonic could be the consequence of the North Atlantic rifting (Graciansky and Lemoine, 1988), but the transpressive component indicated a more probable influence of the opening of the Biscay Gulf (Souquet, 1978; Ricou and Frizon de Lamotte, 1986; Joseph et al., 1989; Hibschi et al., 1992), as a consequence of the anti-clockwise rotation of the Iberian plate (Ziegler, 1990; Stampfli et al., 1998). The basin morphology and sedimentation patterns were controlled by the tilted blocs (Friès and Parize, 2003). For example, the various sub-marine canyons on the paleo-slope passed over the more-subsiding blocks, therefore in the same axes as those of these hemi-grabens (Joseph et al., 1989; Graciansky et Lemoine, 1988; Friès and Parize, 2003, [Fig. 7.1B](#)). Consequently, depending on the localization in the Vocontian Basin, this structural control resulted in very different thickness of sediment successions. At the Aptian-Albian transition, the north of the Provence Platform was marked by an uplift, which resulted in the emersion of the so-called Durancian Isthmus (Gignoux, 1925; Masse and Philip, 1976; Rubino, 1989; Hibschi et al., 1992), although the uplift could have started during as soon as the Barremian in the Vivarais Platform ([Fig. 7.1B](#), Husson, 2013). At larger scale, the first signs of compression were dated of the Cenomanian, through the presence of an important unconformity in the Vocontian Basin (Friès, 1987; Hibschi et al., 1992), although a recent study proposed that the closure of the Vocontian Basin could have started during the « Austrian » tectonic phase at the Aptian-Albian boundary (Ferry, 2017). Afterward, the Vocontian Basin was progressively closed, with the formation of the Pyrenees, during the Eocene, and the Alps, during the Miocene (Baudrimont et Dubois, 1977).

3. The Marnes Bleues Formation (Aptian to Albian)

In the basin, the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous recorded a carbonate-dominated sedimentation, but during the Aptian-Albian period, a terrigenous-dominated sedimentation took place (Friès, 1987; Rubino, 1989; Bréhéret, 1997). In the deep part of the Vocontian Basin, the marl-dominated hemipelagic facies of the MB Fm accumulated above the Barremian/Bedoulian carbonates (Friès, 1987; the Bedoulian is a regional stratigraphic term, corresponding to the Lower Aptian, [Fig. 7.2](#)). A global carbonate crisis could explain this lithological change (Cotillon et al., 2000). The MB

Fm. is mainly composed of dark grey marls with low OM contents of (0.5% in average), with several occurrences of Ols (TOC > 1.5%) and some carbonate horizons (Fig. 7.3A, Tribovillard, 1989; Bréhéret, 1997). The mean carbonate content in the MB Fm. is comprised between 25 and 35% . There are also numerous reworked deposits, like slumps, massive sandstones, turbidites and debris-flows, mainly localized in the NW part of the Vocontian Basin (Friès, 1987, Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). The thickness of the MB Fm. is comprised between ca. 650 and 800 m (Friès, 1987; Bréhéret, 1997), and the Aptian sediments are 300 m thick (Fig. 7.2). The biostratigraphic assemblages were established from ammonite and foraminifera data (Friès, 1987; Bréhéret, 1997; Dauphin, 2002, Fig. 7.2). The MB Fm. contains 30 to 50% of clay-sized fraction (<2 μm , Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003). The illite, smectite, and illite-smectite mixed-layers minerals dominate the clay mineral distribution of the terrigenous fraction. Depending on the authors, the proportions of these clay minerals are variable, but representing, for each one, 20 to 70% of the <2 μm fraction (Deconinck, 1984; Bréhéret, 1997; Ghirardi et al., 2014). Kaolinite and chlorite represent less than 10% each of the fine-grained fraction. The paleobathymetry during the Aptian was estimated to approximate 100 m on the platforms (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991), and between 500 to 1500 m on the ancient slope of the margin (Beaudoin and Friès, 1984; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1991; Guérin, 1981), according to the (planktonic and benthic) foraminifera studies and the estimations deduced from the reworked deposit geometries. During the Albian, the bathymetry decreased with the narrowing of the deep area, because of the uplift in the southern platform of the Vocontian Basin (Durancian Isthmus; Masse and Philipp, 1976; Hibschi et al., 1992) coupled to the uplift of western part of the basin (Dauphiné and Vivarais platforms; Ferry, 1999, 2017).

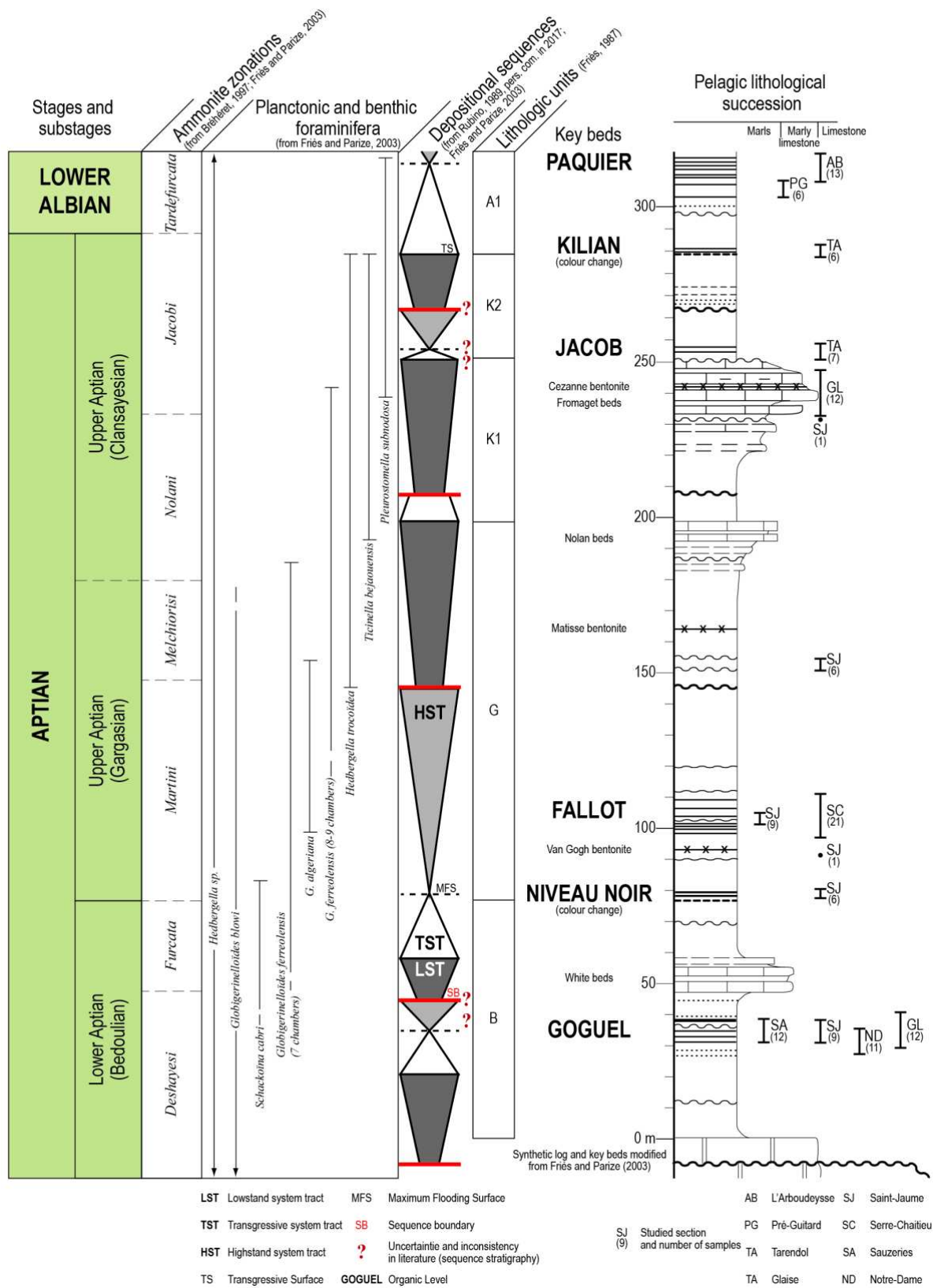


Figure 7.2: Synthesis of lithology, biostratigraphy and sequence stratigraphy for the MB Fm. (adapted from Friès and Parize, 2003, with data of Friès, 1987; Rubino, 1989; pers. com. in 2017; Bréhéret, 1997). The intervals corresponding to the studied sections are display. OLs display on the log type are not at scale.

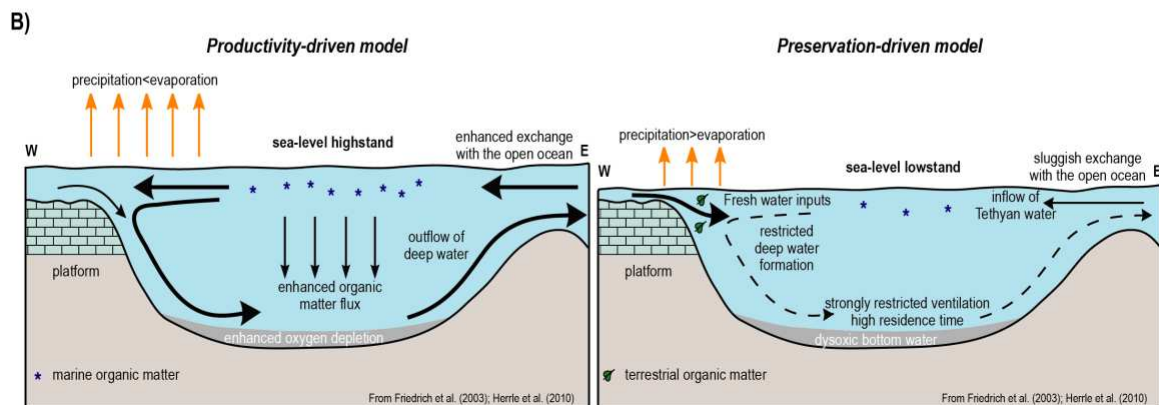
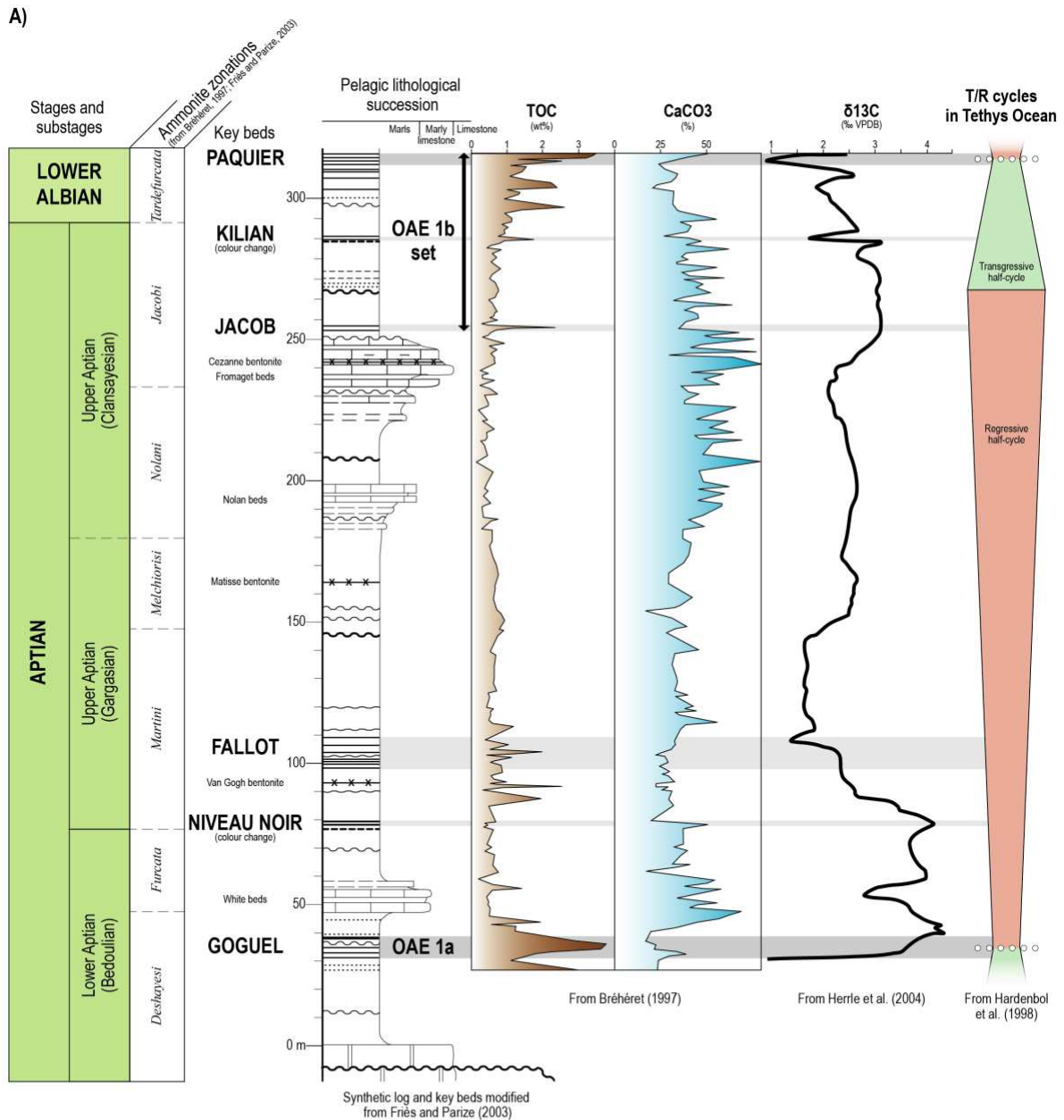


Figure 7.3: A) Synthesis of organic and carbonate contents, stable isotope of carbon ($\delta^{13}\text{C}$), and transgressive/regressive cycles during the MB Fm. deposition (log type from Friès and Parize, 2003; carbonate and organic contents from Bréhéret, 1997; $\delta^{13}\text{C}$ from Herrle et al., 2004; T/R cycles in the Tethys Ocean from Hardenbol et al., 1998; OLS display on the log type are not at scale); **B)** Depositional model of OLs of the MB Fm. (modified from Friedrich et al., 2003; Herrle et al., 2010).

Synthesized from previous works (Rubino, 1989; pers. com. in 2017; Friès and Parize, 2003), the sequence stratigraphy framework highlights five 3rd-order depositional sequences during the Aptian to Lower Albian. Without going into details (see Friès and Parize, 2003), these depositional sequences have been designed from these reasonings: 1) the major erosional surfaces (sequence boundaries, SB, Fig. 7.2) were marked by a thick massive-sandstone deposit (T1a to T4 in Friès and Parize, 2003) or by an important erosional mass-transport complex at the base of the Bedoulian (Ferry, 1976; Friès, 1987); 2) the different bundles of limestones are interpreted as the end of lowstand system tracts (LST, Fig. 7.2); and 3) the OLs recorded in the basin often corresponded to the maximum flooding surface (MFS, Fig).

Nevertheless, there are some inconsistencies between authors concerning the sequence stratigraphy framework (red question marks in the Fig. 7.2). The first one is about the place of the Goguel Level in the first depositional sequence of the MB Fm. Indeed, Friès and Parize (2003) proposed that the Goguel Level was deposited during a LST, therefore, in a regressive context. On the contrary, Rubino (1989, pers. com. in 2017), Bréhéret (1997); Ferry (2017) interpreted this level as a MFS, that is coherent with the numerous studies about the OAE 1a and the eustatic sea-level curve (Haq et al., 1997; Hardenbol et al., 1998; Van Buchem et al., 2010; Haq et al., 2014). The other main uncertainty concerns the position of the Jacob Level within the sequence stratigraphy framework. For Friès and Parize (2003), this level was deposited just above a SB, during a LST, in a regressive context. But, for Rubino (1989; pers. com. in 2017), no major erosional surface occurs under the Jacob Level, whereas, a few meters above, there is a thick massive sandstone deposit corresponding probably to a limit of depositional sequences (SB). This massive sandstone deposit, also mentioned by Friès and Parize (2003) (T3), was certainly the SB of the depositional sequence which contains the Jacob Level, this latter was a MFS of 3rd order in the Vocontian Basin (Rubino, 1989; pers. com. in 2017; Bréhéret, 1997; Ferry, 2017).

Despite these diverging interpretations found in the literature, all studies agree with the global regressive trend recorded through these depositional sequences, highlighting the progressive closure of the Vocontian Basin during the mid-Cretaceous period (Ferry, 2017).

4. Organic Levels within the Marnes Bleues Formation

The MB Fm., composed of grey marls, shows various black horizons, sometimes structured in paired or triple, thin, black horizons (Fig. 7.4). These black horizons were differently named in the literature: black shales (Bréhéret, 1994; Friedrich et al., 2003; Herrle et al., 2003; 2004; 2010; Heimhofer et al., 2006; Ando et al., 2017), laminated organic-rich mud rock (LOM, Föllmi, 2012) or even dark-laminated layers (Westermann et al., 2013). However, the term « black shales » has an ambiguous definition in the literature (see introduction of Emeis and Weissert, 2009), and it implies an enrichment of OM of at least 5 wt% in the sediment (sometimes more, Emeis and Weissert, 2009). In the case of the black horizons within the MB Fm., this OM-enrichment threshold is never reached (maximum 3-4 wt% on

average in the Goguel and Paquier Level, Fig. 7.3A, Bréhéret, 1994; 1997) and, some black horizons do not show laminated textures. In addition, the significant carbonates contents within the MB Fm. (25 to 35% on average, Fig. 7.3A, Bréhéret, 1997) indicate that these sediments are rather marlstones than mudstones. For these reasons, in this study, the black horizons and the intervals which contain these ones are termed « Organic Level » (OL). The following section introduces the main features of these OLs with a picture of the studied sections (Fig. 7.4), which are well described in the literature.

4.1. The Goguel Level

The Goguel Level corresponds to six horizons of dark, marly, laminated shales (GO 1 to GO 6) on about 3.4 m thick in the Sauzeries section, with multi-centimeter to decimeter thickness for each horizon (Fig. 7.4A, Bréhéret, 1997). However, the laminated horizons are often interbedded with thin turbidites in numerous location (Friès, 1987; Bréhéret, 1997; Friès and Parize, 2003; Caillaud et al., 2018). For example, the Goguel Level reaches a thickness of 17 m in the Saint-Jaume section, where it is interbedded with thin turbidites and one slump. This OL records a first negative and then positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Vocontian Basin (Fig. 7.3A., Herrle et al., 2004; Westermann et al., 2013), as is the case for the OAE 1a in the Tethyan basins (Menegatti et al., 1998). The Goguel Level contains a total organic carbon (TOC) of 1 to 5 wt% with a hydrogen index (HI) up to 500 mgHC/gTOC, which corresponds to the type-II kerogen, dominated by marine algal-bacterial OM (Bréhéret, 1994; 1997; Heimhofer et al., 2004; 2006; Westermann et al., 2013; Ando et al., 2017; Caillaud et al., 2018). This level was the time-equivalent of the OAE 1a (Bréhéret, 1994; 1997) and, therefore, it has many equivalent levels in other basins: the Livello Selli in Italian basins, the Fischschiefer in the Lower Saxony Basin, and some other black shales in the Tethyan basins and Atlantic and Pacific Oceans (Föllmi, 2012). The astronomical calibrations have allowed to determine a duration for the OAE 1a of ~ 1.1 Ma (Malinverno et al., 2010). The Goguel Level was deposited during a major transgression in the Tethys Ocean (Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998), and coincided with a MFS (Rubino, 1989; pers. com. in 2017; Bréhéret, 1997) or even a « flash » transgression in the Vocontian Basin (Ferry, 2017). In the Tethyan realm, the deposition of the black shales were explained with the intense surface-water productivity at the onset of the OAE 1a (Weissert, 1990; Föllmi, 1995; Sanfourche and Baudin, 2001; Westermann et al., 2013). In the Vocontian Basin, the model was more specific. Indeed, the Goguel Level was deposited during a period of sedimentary condensation (Bréhéret, 1997; Heimhofer, 2006) in a stratified basin (Caillaud et al., 2018), but, the efficient preservation of OM was depending of the possible occurrence of thin turbidites. Therefore, where thin turbidites were interbedded within the Goguel Level, they favored dilution and destruction of OM; and, where the Goguel Level was deposited without turbidites, the concentration and preservation of OM was furthered (see Caillaud et al., 2018 for more details).

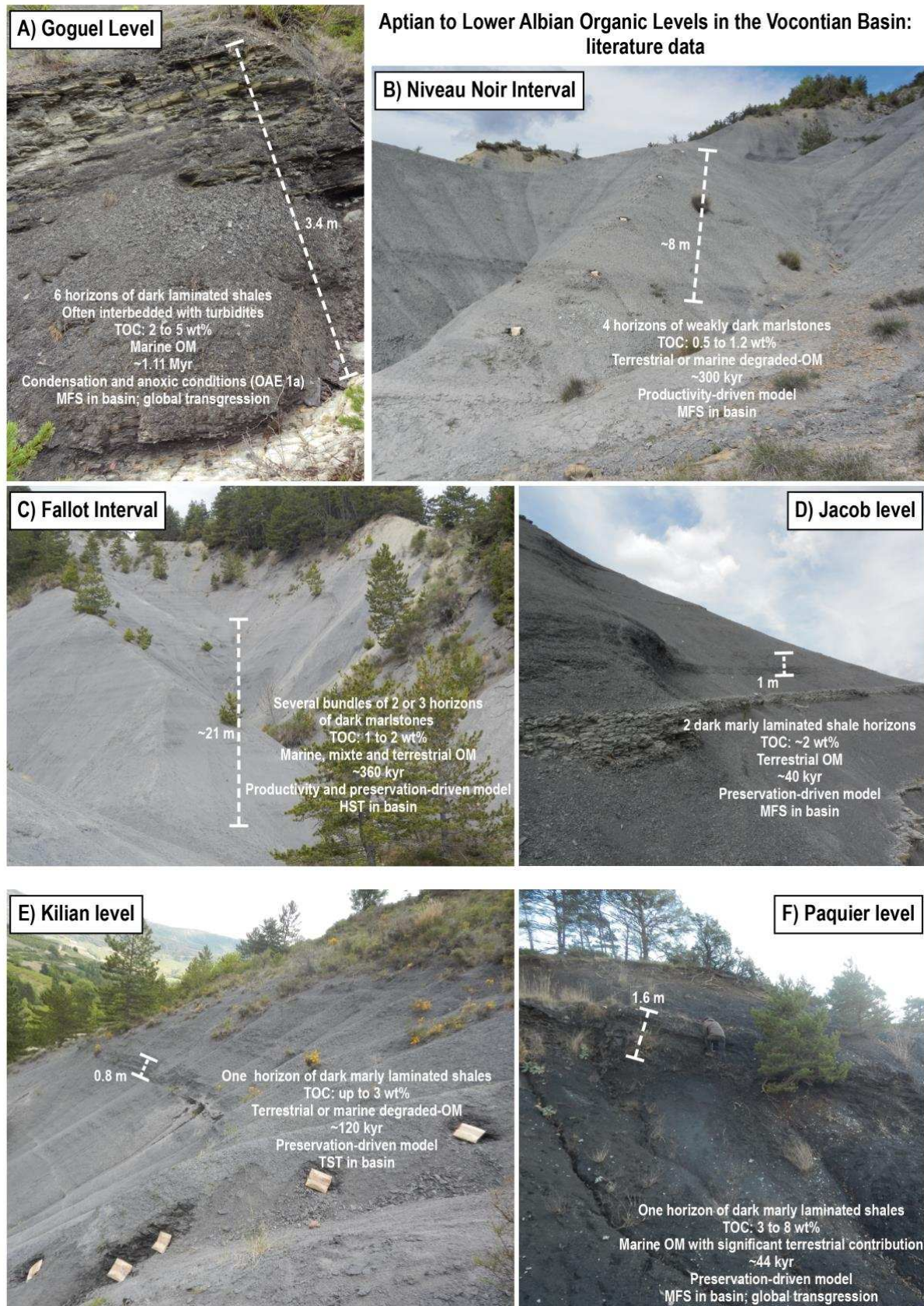


Figure 7.4: Synthesis of data for the Aptian to Lower Albian OLs in the Vocontian Basin: **A)** the Goguel Level (Sauzeries section); **B)** the Niveau Noir Interval (Saint-Jaume section); **C)** the Fallot Interval (Serre-Chaitieu section); **D)** the Jacob Level (Tarendol section); **E)** the Kilian Level (Tarendol section); and, **F)** the Paquier Level (L'Arboudeysse section). See the text for the references. OLs display on the log type are not at scale.

4.2. The Niveau Noir (Black Level) Interval

The Niveau Noir Interval marks a basin-wide color change from pale to dark marlstones (Rubino, 1989). On about a 8 m thickness in the Saint-Jaume section, this interval is composed of one pair of dark marly shale horizons and three pairs of slightly lesser dark marly shale beds (NN1 to NN4, Bréhéret, 1997) interbedded within grey marlstones (Fig. 7.4B). In the Vocontian Basin, this OL coincides with a positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion (Herrle et al., 2004, Fig. 7.3A) and its duration was estimated to ca. 300 kyr using cyclostratigraphy (Dauphin, 2002). The Niveau Noir Interval is considered as an OL because it is termed as « black shales » or « organic-rich level » in the literature (Herrle et al., 2003; 2010; Föllmi, 2012; Ghirardi et al., 2014), however, the TOC are comprised between 0.7 and 1.2 wt% only (Bréhéret, 1997). This interval shows very low HI (< 100 mgHC/gTOC), corresponding to the type-III kerogen (terrestrial OM). The Niveau Noir Interval was deposited at a 3rd-order MFS (Fig. 7.2, Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003) from the « productivity-driven model », (Fig. 7.3B, Herrle et al., 2010). This model involved a period of strong surface-water productivity and evaporation, which enhanced the oxygen depletion in the deep basin and therefore the establishment of a water-column stratification (Fig. 7.3B, based on a study of calcareous nannofossil, Herrle et al., 2010).

4.3. Fallot Interval

Throughout an interval of about 21 m thick in the Serre-Chaitieu section (Fig. 7.4C), the Fallot Interval corresponds to numerous bundles of two or three horizons (FA 1 to FA 4, Bréhéret, 1997) of dark marlstones within grey marlstones, with multi-centimeter to meter thickness for each bundle (see Bréhéret, 1997, Dauphin, 2002, Friedrich et al., 2003 for details). Based on astronomical calibration performed on the Piobbico core in Central Italy, the duration of the Fallot Interval was estimated to be ~ 360 kyr (Huang et al., 2010), that is very close to the duration of ~ 350 kyr proposed by Friedrich et al. (2003). The TOC values are ranging between 1 to 2 wt% and the HI are highly variable (Bréhéret, 1997). Thus, the kerogen-type varies according to each bundle of two or three horizons: type-II; type-II-III; type-III. Based on the Rock-Eval data, the origin of OM is mixed. At the top of the Fallot Interval, a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion is observed in the Vocontian Basin (Herrle et al., 2004), and, it can be correlated to other levels in Tethyan basins (« Livello Renz », Coccioni et al., 2006) and in the Atlantic and Pacific Oceans (« Tahlmann » black shales, Herrle et al., 2003). The Fallot Interval was deposited during a HST (Fig. 7.2., Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). Based on foraminifera, palynomorphs, and kerogen data, two depositional models were proposed by Friedrich et al. (2003). Some of bundles were formed by the « productivity-driven model » (Fig. 7.3B, see above) and show off type-II kerogens (marine OM). The other bundles correspond to the « preservation-driven model » which implied a limited renewal of bottom-water in the basin coupled to an increase of continental runoff and fresh water inputs (Fig. 7.3B). Consequently, a water-column stratification developed in the Vocontian Basin, favoring the formation of dysoxic bottom-waters. The dark marlstone horizons formed with this model

show type-II-III and type-III kerogens (mixed and terrestrial origin of OM), and, the inputs of terrestrial OM are explained by the increase of continental runoff.

4.4. The Jacob Level

The OAE 1b was deposited during the Upper Aptian to Lower Albian and it is composed of several horizons of black shales in numerous basins in the Atlantic Ocean and the Tethyan realm (Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993; 1999; Erbacher et al., 2001; Leckie et al., 2002). In the Vocontian Basin, the Paquier Level was originally considered as the OAE 1b (Bréhéret, 1994; 1997; Herrle et al., 2003), but, currently, the Jacob, Kilian, Paquier, and Leenhard Levels are assembled in the OAE 1b set (Leckie et al., 2002; Trabuco Alexandre et al., 2010; Hu et al., 2014; Bodin et al., 2015; Sabatino et al., 2015; 2018; Ando et al., 2017).

The Jacob Level corresponds to two horizons (35 and 25 cm thick, respectively) of dark marly laminated shales within grey marlstones, along an interval of 1 m thick in the Tarendol section (Fig. 7.4D, Heimhofer, 2006). On the basis of astronomical calibrations, a duration of ca. 40 kyr was proposed for this OL (Huang et al., 2010). The TOC are of ~ 2 wt% on average and the Rock-Eval data indicate a type-III kerogen (HI of ~ 200 mgHC/gTOC) (Bréhéret, 1997; Heimhofer, 2006). The strong contribution of terrestrial OM is confirmed by the palynofacies observations, in particular with the abundance of phytoclasts (Heimhofer et al., 2006). Contrary to the other OL, neither positive nor negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions correspond to the Jacob Level (Fig. 7.3A, Herrle et al., 2004). The regional equivalent of the Jacob Level is the « Level 113 » in the Umbria-Marche Basin in Italy (Erba et al., 1989; Herrle et al., 2004) and there was another equivalent in the Central Atlantic (Sabatino et al., 2015). The « preservation-driven model » (Fig. 7.3B, see the section Fallot Interval herein above) is proposed for the depositional model of the Jacob Level that is coherent with: 1) the type-III kerogen interpreted by Bréhéret (1997); 2) the palynofacies dominated by terrestrial particles (Heimhofer et al., 2006); and, 3) the foraminifera data (Erbacher et al., 1998). The Jacob Level is interpreted as a 3rd order MFS (Rubino, 1989; pers. com. in 2017) even though it is debated (Friès and Parize, 2003).

4.5. The Kilian Level

The Kilian Level is present as a 80 cm-thick horizon of dark marly shales within grey marlstones in the Tarendol section (Fig. 7.4E, Bréhéret, 1997). The TOC can reach up to 3 wt% with very low HI (~ 100 mgHC/gTOC), corresponding to a terrestrial origin of the OM (type-III kerogen, Bréhéret, 1994; 1997). According to the astronomical calibrations, the duration of this thin horizon was estimated to ca. 120 kyr (Huang et al., 2010). In the Vocontian Basin, the Kilian Level corresponds to a strong negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion (Fig. 7.3A, Herrle et al., 2004). There are some equivalents of this level, also called « Kilian Level » in the Umbria-Marche Basin in Italy, and correlated to horizons in the Central Atlantic (Sabatino et al., 2015; 2018). The depositional model proposed by Herrle et al. (2003) is very close to the

« preservation-driven model » (see before). On account of a monsoonal forcing, an increase of warm and humid conditions implied a strong fresh water inputs in the Vocontian Basin, and, as a result, the reduction of bottom-water ventilation (Herrle et al., 2003). The Kilian Level was formed during a TST (Rubino, 1989; pers. com. in 2017).

4.6. The Paquier Level

The Paquier Level consists of dark marly laminated shales, 1.6 m-thick, within dark marlstones in the L'Arboudeysse section (Fig. 7.4F, Herrle et al., 2003). This OL is observed in numerous locations with an equal thickness, unlike the Goguel Level (Bréhéret, 1997). The TOC are ranging between 3 to 8 wt%, with HI up to 500 mgHC/gTOC (Tribovillard, 1989; Bréhéret, 1994; 1997). The type-II kerogen indicates a marine OM, however, the palynofacies data put forward the significant contribution of terrestrial OM (Tribovillard and Gorin, 1991). In the Vocontian Basin, this OL coincides with a strong negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion (Herrle et al., 2004, Fig. 7.3A) and it was estimated to have a ca. 44 kyr duration (Huang et al., 2010). The Paquier Level corresponds to the « Livello Urbino » in the Umbria-Marche Basin, and it has equivalents in the Central and North Atlantic (Coccioni et al., 2006; Föllmi, 2012). In the Vocontian Basin, the Paquier Level was interpreted as a 3rd order MFS (Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003), and, at larger scale, it was contemporaneous of a major transgression in the Tethyan realm (Fig. 7.3A, Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998). Moreover, it was deposited during a period of warm and humid conditions with strong fresh-water inputs into the basin. These conditions were similar to those interpreted for the Jacob and Kilian Levels (« preservation-driven model »), but they were more intense and led to anoxic conditions in the deep basin (Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1997; Erbacher et al., 2001; Herrle et al., 2003; Ando et al., 2017). Owing to the strong continental-water inputs which have furthered nutrient inputs, surface-water productivity increased in the Vocontian Basin, and, therefore, the OM in the Paquier Level was mainly of marine origin. Nevertheless, the noteworthy contribution of terrestrial OM was evidenced by palynofacies (Tribovillard and Gorin, 1991).

4.7. Depositional models of the Organic Levels

In the Vocontian Basin, the OLs resulted from two main depositional models: the « productivity-driven model » and the « preservation-driven model » (Fig. 7.3B, Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1994; Friedrich et al., 2003; Herrle et al., 2003; 2010; Heimhofer et al., 2006).

The first consisted of an enhanced surface-water productivity inducing an oxygen-depleted bottom-water zone (also called « OMZ » in literature, for oxygen-minimum zone), and, consequently, leading to dysoxic conditions in the deep basin. The Goguel Level (OAE 1a) was an extreme case of this model, triggered by an exceptional surface-water productivity (Weissert, 1990; Föllmi, 1995, Sanfourche and Baudin, 2001; Westermann et al., 2013), while the Niveau Noir and Fallot (partially) Intervals corresponded to a less pronounced « productivity-driven model ». In addition, this model induced a

transgressive context during the deposition of the OL. It corresponds to the « condensed model » of Bréhéret (1994) and to the « transgressive black shales » in the case of the Goguel Level (Ferry, 2017). The « preservation-driven model » started with a warming of climate and implied increased fresh-water inputs, that caused water-column stratification by density contrast and resulted in decreased bottom-water renewals. Finally, this model led to dysoxic to anoxic conditions in the deep basin. In the same order, the OAE 1b *stricto sensu* (Paquier Level) consisted of an extreme case, triggered by very strong continental-water inputs induced a thermohaline stratification and a sedimentation of marine and terrestrial OM (Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1991; Erbacher et al., 2001; Herrle et al., 2003; Föllmi, 2012), whereas the Kilian and Jacob Levels, and pro parte the Falloit Interval, were the consequence of the basic expression of the « preservation-driven model ». In the Vocontian Basin, this model was also termed « fed model » by Bréhéret (1994), and, for the Paquier Level, « regressive black shales » (Ferry, 2017).

Of course, these interpretations are fueled by the recurrent debate between the two models of the black shales formation: anoxia, which improves the preservation of OM (also called « stagnant ocean model ») vs the strong productivity, which enhances the burial of OM (also called « expanded oxygen-minimum layer model ») (Schlanger and Jenkys, 1976; Demaison and Moore, 1980; Bralower and Thierstein, 1984; Arthur et al., 1990; Pedersen and Calvert, 1990; Erba, 1994; Erbacher et al., 1996; 2001; Premoli Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Jenkys, 2010; among others). Obviously, these models could explain the depositional conditions of the OL in the MB Fm., but the work of Caillaud et al. (2018) on the Goguel Level demonstrated that other factors should be considered: 1) the nature of OM, marine vs terrestrial; 2) the dilution or concentration of OM in the sediment, and; 3) the geographical context in the Tethys Ocean; which limited bottom-water renewal and implied possible inflow of trace-metal- and oxygen-depleted waters. Therefore, to a certain extent, the depositional models for the other OLs of Aptian to Lower Albian period can be ameliorated.

5. Materials and Methods

5.1. Sampling and sections

On eight sections, 132 samples have been analyzed, distributed as following: 1) 32 samples of the Goguel Level (sample name with “-g” termination); 2) 4 samples of the Niveau Noir Interval (“-n” termination); 3) 21 samples of the Falloit Interval (“-f” termination); 4) 3 samples of the Jacob Level (“-j” termination); 5) 2 samples of the Kilian Level (“-k” termination); 6) 8 samples of the Paquier Level (“-p” termination); and, 7) 62 samples of the Hemipelagites (“-h” termination), corresponded to the background sedimentation in the Vocontian Basin during the Aptian to Lower Albian period. For each sample, 500 g to 1 kg of rock were sampled. To avoid any contamination of sediment by plastic or cardboard, the rock samples were kept in an aluminum foil. The studied sections where the OL were

sampled are presented in the section 4 and the [Figure 7.4](#), and they are represented on the the log-type section of the MB Fm. ([Fig. 7.2](#)). For more details about the section locations and the references used, see [Table 7.1](#).

Section	WGS 84 coordinates		Log-section in literature
Glaise	44°34'07.2"N	5°49'01.6"E	Bréhéret (1997); Westermann et al. (2013)
L'Arboudeysse	44°24'18.8"N	5°32'11.0"E	Herle et al. (2003)
Notre-Dame	44°23'30.7"N	5°29'58.3"E	Dauphin (2002); Friès and Parize (2003)
Pré-Guitard	44°29'51.0"N	5°18'37.7"E	Bréhéret (1997)
Saint-Jaume	44°22'59.9"N	5°26'17.9"E	Bréhéret (1997); Dauphin (2002); Friès and Parize (2003)
Sauzeries	44°02'01.1"N	6°21'28.4"E	Bréhéret (1997); Dauphin (2002)
Serre-Chaitieu	44°35'24.0"N	5°32'00.2"E	Bréhéret (1997); Dauphin (2002) Friedrich et al. (2003)
Tarendol	44°21'08.0"N	5°20'44.4"E	Bréhéret (1997); Heimhofer et al. (2006)

Table 7.1: Details for log-sections sampled (coordinates and sources). Localization in [Fig. 7.1B](#).

5.2. Grain-size analysis

Grain-size analysis was performed on 131 samples on the carbonate-free fraction using a Malvern Mastersize 2000® laser diffractometer at the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences of the Lille University, following the classical protocol detailed in Trentesaux et al. (2001). The uncertainty of values was about 5% (Sperazza et al., 2004). The grain-size sorting is the following: clay (<2 µm); fine silt or cohesive silt (2-10 µm); sortable silt or non-cohesive silt (10-63 µm); and sand (63-2000 µm).. The data have been performed on the terrigenous fraction (after acid digestion), and, then, converted into the bulk sediment composition (terrigenous fraction + carbonate content). Moreover, according to McCave et al. (1995), the silts (2-63 µm) must be separated due to the behavior of particles. Thus, the silts thinner than 10 µm have the same behavior than that of clays (cohesive particles). On the contrary, the silts coarser than 10 µm (sortable silts), behave as single particles and respond to hydrodynamic forces on erosion and deposition (non-cohesive particles). In the present study, the coarser silts are used as current strength indicators (McCave et al., 1995). Lastly, we considered as clay the fraction below 2 µm (and not 4 µm), because the clay-mineral assemblage determination was carried out on the <2 µm fraction.

5.3. Clay minerals

In the <2 µm terrigenous fraction, the clay assemblages have been determined on 132 samples with the standard protocol of the X-Ray Diffraction (Brucker D4 ENDEAVOUR apparatus in the Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Lille University) described in detail in Bout-Roumazielles et al. (1999). The semi-quantitative estimations of clay-mineral abundances, the Kübler Index (illite crystallinity), and the Esquevin Index (chemical weathering index) have been performed on the MacDiff® 4.2.5 software, according the methodology of Riboulleau et al. (2014). The Kübler Index is

inversely proportional to the metamorphism degree (Kübler, 1967; Kübler and Jaboyedoff, 2000). The Esquevin Index allows discriminating the aluminous illite from the magnesian illite (Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969) and, therefore, it may help to detected strong hydrolysis on emerged source area (high Esquevin Index, i.e., high proportion of magnesian illite). The relative error margin of the semi-quantitative estimation was $\pm 5\%$ (Bout-Roumazeilles et al., 1999). In order to evaluate the possible relationship between the sedimentation of OM and the occurrence of clay minerals, the proportions of clay minerals in the sediments have been calculated using the following formula:

Bulk % of clay mineral = (% of clay mineral in the terrigenous clay fraction) x (100-CaCO₃ (%)) x (% of clay fraction (<2 μm) in the terrigenous fraction).

In addition, the following ratio :

smectite + kaolinite / illite + chlorite

was calculated, in order to compare the clay minerals formed in soil under strongly hydrolyzing conditions (presence of kaolinite and smectite) vs the clay minerals inherited from mechanical erosion (illite and chlorite). This ratio will be referred to « *clay ratio* » in what follows.

5.4. Rock-Eval

Rock Eval pyrolysis of 132 samples was carried out using a Rock-Eval 6® apparatus (see Behar et al., 2001 for details) at the Sorbonne Universities (UPMC-ISTeP, Paris). Thus, total organic carbon contents (TOC, wt%), hydrogen index (HI, mg HC/g TOC), oxygen Index (OI, mg CO₂/g TOC) and Tmax (°C) were determined. According to Espitalié (1993), Rock Eval-pyrolysis parameters allows typifying the type and thermal maturity of kerogens. Keeping in mind that the carbonate fraction of the MB Fm. is mainly composed of calcite (Bréhéret, 1997), total carbonate content (CaCO₃, wt %) has been calculated from the Rock-Eval MinC (%) with the formula of Jiang et al. (2017):

CaCO₃ (%) = 7.976xMinC (%).

5.5. Elemental analysis

Determination of the contents in major and trace elements of the Glaise (*pro parte*), Notre-Dame (*pro parte*), L'Arboudeysse and Sauzeries sections (40 samples) was performed at the University of Lausanne (ISTE-UNIL laboratory) by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry, according the protocol detailed in Montero-Serrano et al. (2015). Detection limits were <0.01 wt% for major elements and between 1 and 5 ppm for trace elements. The accuracy of analysis was checked by analysis of standard reference materials.

For the Notre-Dame (*pro parte*), Glaise (*pro parte*), Saint-Jaume, Serre-Chaitieu and Tarendol sections (92 samples), major and traces element analysis was performed at the Central Michigan University in the STARLAB Laboratory. The elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), using external calibration. Analytical precision based on replicate analyses was

better than 8% and detection limits were <1 ppb for the major elements and <40 ppt for the trace elements.

In order to compare the distributions of elements between sections, we calculated the enrichments factors (EFs), calculated as:

$$X_{EF} = (X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{upper crust}}$$

where X and Al are the concentrations of element X and aluminum (wt %). Enrichment factors are normalized using the elemental upper crust concentrations of McLennan (2001), and, to minimize the effects of dilution by carbonate or biogenic silica, the aluminum normalization is commonly used (see Tribovillard et al., 2006 for explanations and limits). For example, an EF equal or close to 1 indicates that the sample has a concentration equal to the element concentration in the upper crust. A significant enrichment of an element over average upper crustal concentrations corresponds to $EF > 3$, while a moderate to strong enrichment represents an $EF > 10$ (Algeo and Tribovillard, 2009).

In addition, a chemical weathering index, namely, the Index of Alteration (IA), has been calculated. The IA is equivalent to the Chemical Index of Alteration (CIA, Nesbitt and Young, 1982), but, in the carbonate-rich sediments (>30% carbonates), the CIA may suggest misleading conclusions (Goldberg and Humayun, 2010). Thus, a compositional linear trend, proposed by Von Eynatten et al. (2003), can be used as CIA-equivalent (Montero-Serrano et al., 2015):

$$IA = \text{LN} (Al_2O_3/Na_2O), \text{ in molar proportions.}$$

This index avoids uncertainties concerning the necessary corrections caused by the presence of non-silicate phases, in particular the carbonate and phosphate phases (Von Eynatten et al., 2003). Increased IA values can be interpreted as reflecting more intense chemical weathering over the sediment-supplying, emerged, source areas.

5.6. Average Sedimentation Rate (SR) and Total Organic Carbon Mass Accumulation Rates (TOC MARs)

Previous works (Köbler et al., 2001; Heimhofer et al., 2004) calculated an average sedimentation rate (SR) in the Upper Aptian of about 3 cm/kyr, regardless of the compaction rates. This average SR was used for most of the samples corresponding to the background hemipelagites in the present study. For the OLs, the average SR were specifically calculated with the following formula:

$$\text{Average SR (cm/kyr)} = \text{thickness of OL} / \text{duration of OL}$$

where thickness of OL was measured in cm and duration of OL was estimated from orbital calibrations in kyr. The studies from which were extracted the data of thickness (Bréhéret, 1997; Dauphin, 2002; Herrle et al., 2003; Heimhofer et al., 2006; Westermann et al., 2013) and durations (Köbler et al., 2001; Huang et al., 2010; Malinverno et al., 2010) of OLs are presented in [Table 7.3](#). In the Notre-Dame section, because the top of the Goguel Level is not observed (Friès and Parize, 2003), no sedimentation rate can be calculated. In order to evaluate the variations of organic carbon inputs, Westermann et al. (2013) calculated the TOC mass accumulation rate (TOC MAR) with the following formula:

$\text{TOC MAR (mg/cm}^2\text{/kyr)} = (\text{TOC (wt\%)} \times \text{rock density (g/cm}^3\text{)} \times \text{average SR (cm/kyr)}) \times 10$

where TOC values come from Rock Eval data, the rock density is 2.3 or 2.4 g/cm³ for marlstones and siltstones, respectively (Attewell and Farmer, 1976, marlstones if CaCO₃ (%) > 35%), and the average SR calculated with the previous formula. This calculation was adopted in the present study.

In addition, to understand the role of OM dilution by clastic materials in the OLs, several average SRs and TOC MARs were calculated according to data extracted in previous works (Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2004; Ando et al., 2017). The TOC, thickness and durations of each OL are available in [Table 7.4](#). Furthermore, since the carbonate contents were not available to determinate whether samples are marlstones or siltstones, a mean value of rock density (2.35 g/cm³) was used for the TOC MAR calculations. It is important to precise that the aim of these accumulation rates (average SR and TOC MAR) is to compare the sections between each other. Direct comparison with accumulation rates in modern environments or other geological formations is tricky because the compaction rate is not considered here in the average SR.

5.7. Molecular biomarkers

5.7.1. Sample treatment

In total, 52 samples were selected for biomarker analysis. Between 50 and 70g of ground dry sediments were extracted using an azeotrope mixture of dichloromethane (DCM) and methanol (MeOH) 2:1 v/v means of an accelerated solvent extractor (ASE 300, Dionex) at a pressure of 1×10^7 Pa and a temperature of 80 °C, three times for 5 min. The resulting total extracts were rotary-evaporated to dryness at 40°C. The extracts were recovered with cyclohexane (maltenes) and separated over an activated silica column using cyclohexane (Cy) to recover the aliphatic fraction, a mixture of Cy/DCM 2:1 (v/v) to recover the aromatic fraction, and a mixture of DCM/MeOH 2:1 (v/v) to recover the most polar fraction.

5.7.2. Gas chromatography - mass spectrometry analysis

The analyses were performed at the University of Lille – France (PC2A Laboratory UMR 8522 CNRS). Briefly, 1 mL of extract was injected into a gas chromatograph (Perkin Elmer 680) coupled with a mass spectrometer (Perkin Elmer 600C). Chromatographic conditions were as follow: inlet heated at 250 °C, DB5-MS-UI column initially at 40 °C for 1 min and heated to 320 °C at 10 °C.min⁻¹ and maintained 10 min at 320 °C, helium column flow of 1 mL.min⁻¹, split less mode. Mass spectrometer conditions were as follow: mass scan 45 e 500, scan time 0.2 s, interdelay scan 0.1 s, ionization energy 70 eV. For the purpose of product semi-quantification, standard solutions of 2,2,4,4,6,8,8-heptamethylnonane, anthracene D10 and C₂₉.nonadecanone (Dr. Ehrenstorfer-Shäfers, Augsburg, Germany) were used. Identification of compounds was based on the comparison with NIST mass spectra database and/or on

the comparison with retention times of standards and published data. The quantification is achieved by measuring peak area of several selected ion chromatograms.

6. Results

The results are available in the [Tables 7.3, 7.5, 7.6, 7.7, 7.8, 7.9, 7.10](#). In order to facilitate data screening, the main results, associated to the average values within the OLs and hemipelagites, are displayed on the log-type section of the MB Fm. ([Figs. 7.5B, 7.6B, 7.7B](#)), and, for the Rock-Eval, SRs, and TOC MARs data, in the [Table 7.2](#). The box-plot diagrams are used to compare the samples according to their positions in the sequence stratigraphy framework ([Figs. 7.5A, 7.6A, 7.7A](#)).

6.1. Sediment composition

In the MB Fm., the mode of the grain-size distribution is highly variable, ranging from 8 to 85 μm ([Table 7.5](#)). The OLs exhibit an average mode slightly lower (20 to 26 μm) than the AHs (32 μm), except for the Fallot Interval (42 μm [Fig. 7.5B](#)). According to the results ([Table 7.5](#)), the sediments of the MB Fm. mainly correspond to siltstones (carbonate content < 35%) and marlstones (carbonate content > 35%). Besides, the distribution of particle sizes follows an unimodal normal-distribution. The bulk sediment (terrigenous + carbonate fractions) shows some dissimilarities. The proportions of cohesive silts are lower in the hemipelagites, Fallot Interval and Paquier Level (19, 18, and 17% on average, respectively) than in the other OLs (22 to 26% on average, [Fig. 7.5B](#)). The proportions of sortable silts are lower in the Jacob Level (30% on average) than in the other OLs (40 to 44% on average), whereas they correspond to an intermediate average value in the hemipelagites (38%). Furthermore, the proportions of clay particles *stricto sensu* are very low in all samples (< 1% on average, [Fig. 7.5B](#)). The average proportion of sands are lower than 10% in hemipelagites and OLs, except for the Fallot Interval that exhibit an average proportion of sands of 14% ([Fig. 7.5B](#)). The carbonate content shows significant variations between the groups of samples (21 to 35% on average), with, in addition, a gradual increase of the CaCO_3 proportion through the Aptian to the Albian interval (also previously mentioned by Bréhéret, 1997).

The comparison of the system tracts and MFS displays slightly higher average modes in the LST and HST (38 and 35 μm , respectively) than in the TST and MFS (29 and 24 μm , respectively). In the same way, the samples corresponding to the TST and MFS show weakly higher proportion of cohesive silts (20 and 24% on average) than the LST samples (15% on average, [Fig. 7.5A](#)), while the average proportion of cohesive silts in the HST is 19%. The LST exhibits the lowest average proportion of sortable silts (34%), coupled to the highest proportion of carbonates (41%). On the contrary, the average proportions of sortable silts are dominant in the TST, MFS and HST (40 to 43%). The MFS and HST exhibit slightly lower carbonate content (24 and 28% on average) than the TST (31% on average, [Fig. 7.5A](#)).

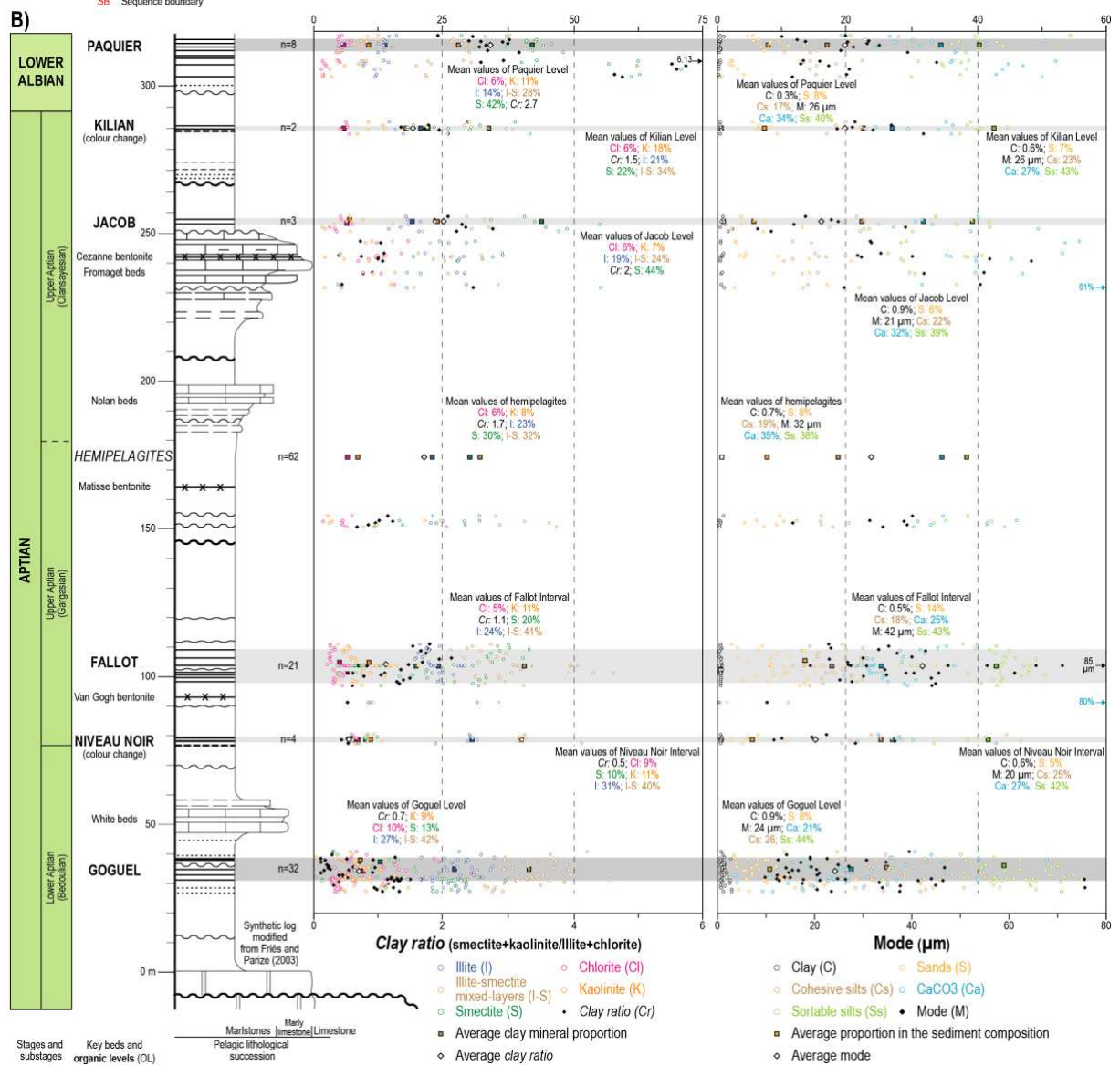
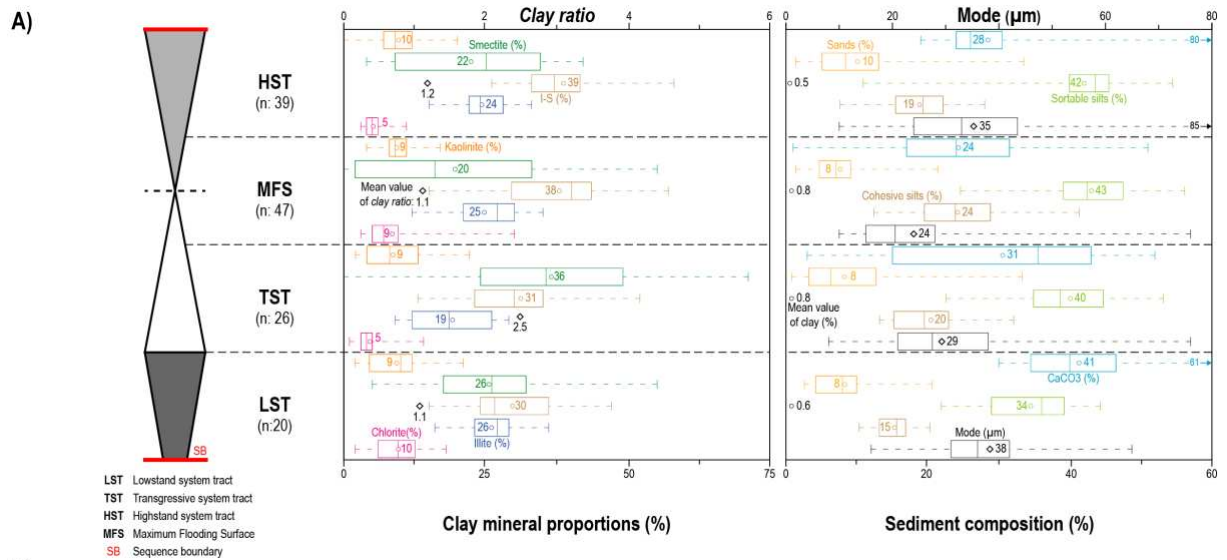


Figure 7.5: Clay mineral proportion, *clay ratio*, sediment composition and granulometric mode: **A)** within the sequence-stratigraphy framework; and, **B)** in the Aptian to Lower Albian interval and. OLs display on the log type are not at scale.

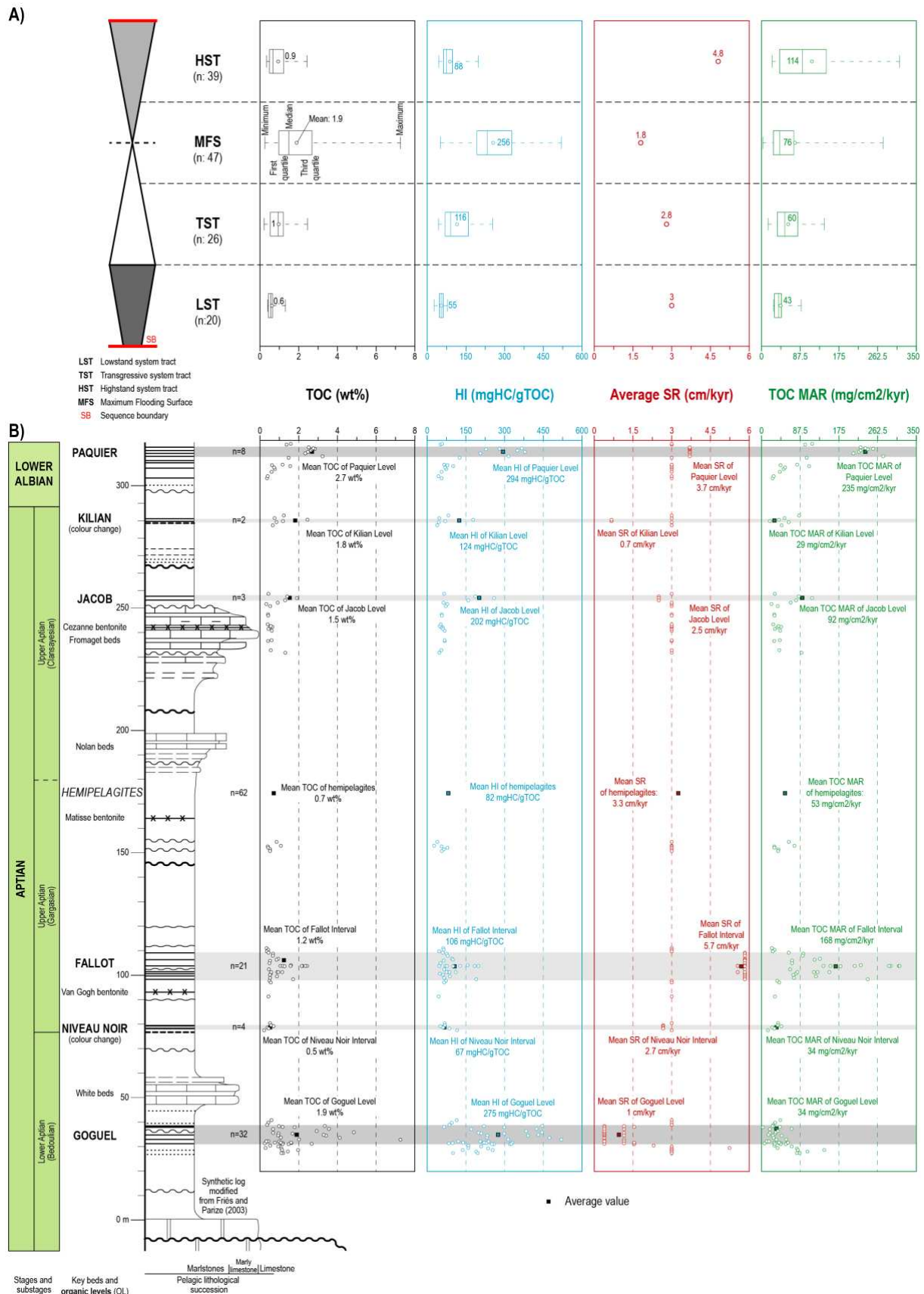


Figure 7.6: TOC, HI, SRs and TOC MARs: **A)** within the sequence-stratigraphy framework; and, **B)** in the Aptian to Lower Albian interval. OLs display on the log type are not at scale.

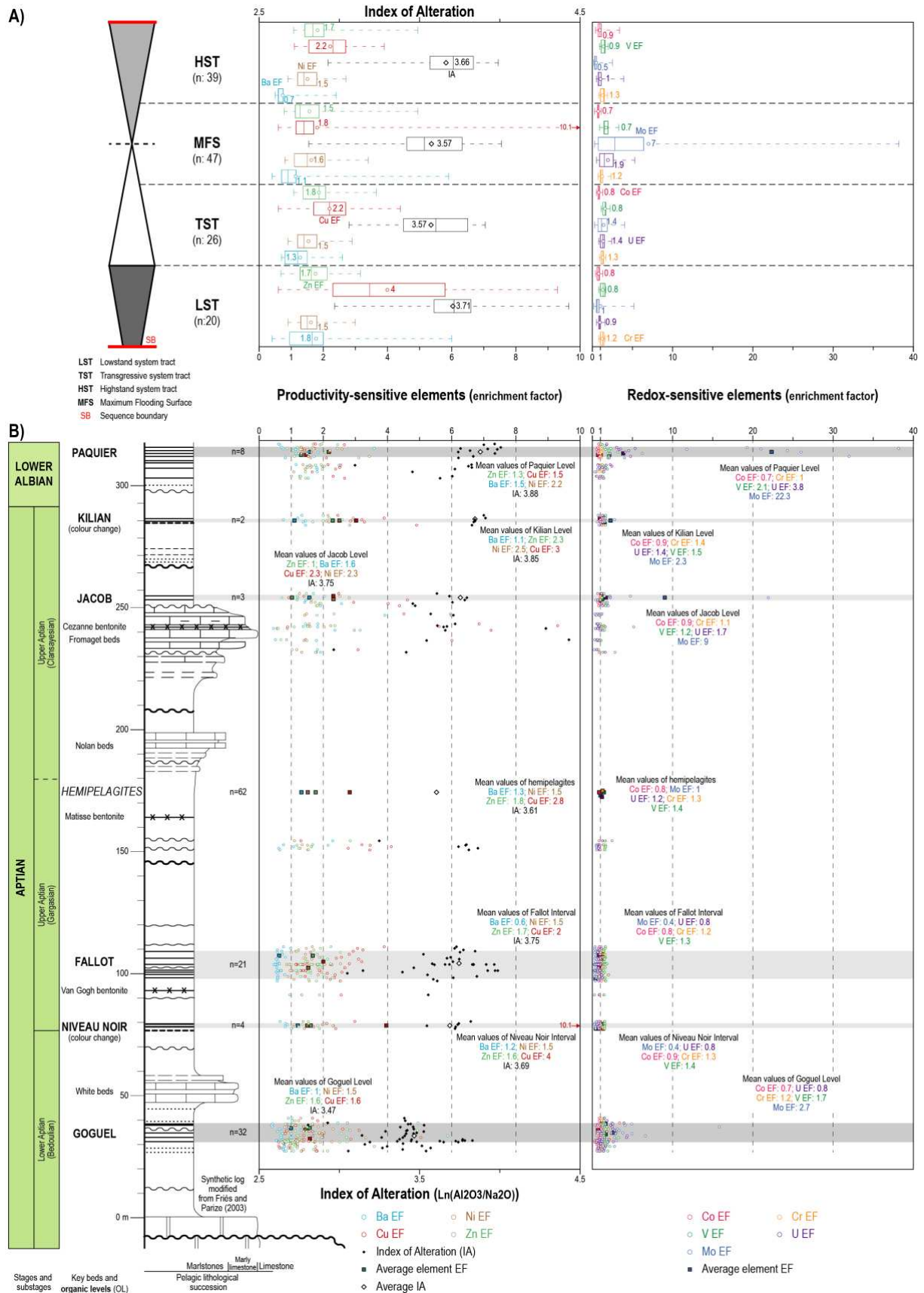


Figure 7.7: Index of alteration, productivity- and redox-sensitive elements: **A)** within the sequence-stratigraphy framework; and, **B)** in the Aptian to Lower Albian interval and. OLs display on the log type are not at scale.

6.2. Clay minerals

The distribution of clay minerals in the MB Fm. is dominated by illite-smectite mixed-layer minerals (I-S), illite, and smectite, in decreasing proportions (Table 7.6). The Goguel Level, Niveau Noir Interval, Fallot Interval, hemipelagites and Kilian Level show high average contents of I-S, ranging from 32 to 42% (Fig. 7.5B). In these groups of samples, the average smectite contents are fluctuating from 10% in the Niveau Noir Interval to 30% in the hemipelagites, and, furthermore, in the Goguel Level, this value is marked by the lack of smectite in the Sauzeries section (see Table 7.6, and Caillaud et al., 2018). The clay assemblages of the Jacob and Paquier levels are dominated by smectite (44 and 42% on average, respectively), even if the I-S contents are significant (24 and 28% on average, respectively). The average illite proportions range from 14%, in the Paquier Level, to 31%, in the Niveau Noir Interval, with a value of 23% in the hemipelagites (Fig. 7.5B). Kaolinite and chlorite are present in minor abundance (< 15% on average), except for the Kilian Level (kaolinite content of 18% on average). Through the Aptian to Lower Albian interval (Fig. 7.5B), two main variations are observed in the clay assemblage: 1) smectite gradually increases (even if the Kilian Level exhibits a local decrease of smectite contents, the sediments surrounding this OL show high contents); and 2) I-S and illite gradually decrease. To a lesser extent, the kaolinite content weakly increases (Fig. 7.5B). On account of these observations, the *clay ratio* progressively increases through the Aptian to Lower Albian interval (Fig. 7.5B).

The boxplot diagrams show some specificities in the distribution of main clay minerals (Fig. 7.5A). The smectite contents are higher in the LST and TST (26 and 36% on average, respectively) than in the MFS and HST (20 and 22% on average, respectively). The I-S contents progressively increase from the LST to the HST (30 to 39% on average, Fig. 7.5A). The TST shows slightly lower illite proportions (19% on average) than the other groups (24 to 26% on average). The global trend observed in the clay assemblage through the Aptian to Lower Albian interval (see previous paragraph, Fig. 7.5B) certainly impact the distribution of clay minerals in the system tracts and MFS. Therefore, it is tricky to over interpreted these boxplot diagrams, especially for the distribution of the mean *clay ratio* (very high value in the TST in comparison to other groups).

6.3. Bulk organic matter

Rock-Eval pyrolysis displays TOC ranging from 0.21 to 7.26 wt% (Tables 7.2, 7.7). The hemipelagites show low TOC values, ranging from 0.21 to 1.97 wt% (0.7 wt% on average), while the average TOC of the OLs (Fig. 7.6B) indicate poor to moderate OM enrichments, ranging from 0.5 wt% in the Niveau Noir Interval to 2.7 wt% in the Paquier Level (see Table 7.2 for average TOCs and minimum or maximum corresponding). The highest HI are observed in the Goguel Level (275 mgHC/gTOC on average) and in the Paquier Level (294 mgHC/gTOC on average), and the other groups of samples indicate low to very low average HI (67 to 202 mgHC/gTOC, Table 7.2). The Tmax values are variable according to the position of sections in the Vocontian Basin, ranging from 415°C to 441°C (Table 7.2). Because the majority of samples (131/132) display a TOC > 0.3 wt%, the HI and Tmax parameters

could be interpreted in a pseudo Van-Krevelen diagram (Fig. 7.8, Espitalié et al., 1985). Thus, the Tmax values indicate immature stage to oil window stage for the kerogens. The type of kerogens indicate various origins of the OM in the MB Fm. corresponding to marine OM (type II kerogen), mixed marine or terrestrial OM (type II-III kerogen), and terrestrial or degraded marine-OM (type III kerogen) (Fig. 7.8, see details for each group of samples in Table 7.2).

The LST and HST show very low average TOC (0.6 and 0.9 wt%, respectively) and HI (55 and 88 mgHC/gTOC, respectively), while the TST displays low average TOC (1 wt%) and HI (116 mgHC/gTOC, Table 7.2). The samples of MFS show highest average TOC and HI values (1.9 wt% and 256 mgHC/gTOC, respectively).

Group of samples	Number of samples	Average TOC in wt%	Average HI in mgHC/gTOC	Average Tmax in °C	Kerogen type	Average SR (cm/kyr)	Average TOC MARs (mg/cm2/kyr)
Goguel Level	32	1.9 (0.3 to 7.3)	275 (66 to 525)	435 (425 to 441)	III; II-III; II	1	34
Niveau Noir Interval	4	0.5 (0.4 to 0.7)	67 (52 to 86)	428 (426 to 429)	III	2.7	34
Falot Interval	21	1.2 (0.4 to 2.4)	106 (47 to 199)	430 (425 to 435)	III to II-III	5.7	168
Jacob Level	3	1.5 (1.3 to 1.9)	202 (160 to 259)	428 (427 to 429)	II-III	2.5	92
Kilian Level	2	1.8 (1.2 to 2.5)	124 (70 to 179)	431 (430 to 431)	II-III	0.7	29
Paquier Level	8	2.7 (2.3 to 3.2)	294 (206 to 379)	419 (415 to 422)	II-III to II	3.7	235
Hemipelagites	62	0.7 (0.2 to 2)	82 (27 to 254)	-	-	3.3	53
LST	20	0.6 (0.4 to 1.3)	55 (27 to 79)	-	-	3	43
TST	26	1 (0.2 to 2.5)	116 (44 to 254)	-	-	2.8	60
MFS	47	1.9 (0.3 to 7.3)	256 (52 to 520)	-	-	1.8	76
HST	39	0.9 (0.3 to 2.4)	88 (45 to 199)	-	-	4.8	114

type III kerogen: terrestrial or degraded marine-OM
type II-III kerogen: mixed marine and terrestrial OM
type II kerogen: marine OM

Table 7.2: Synthesis of OM, SRs and TOC MARs data. For details, see Table 7.7.

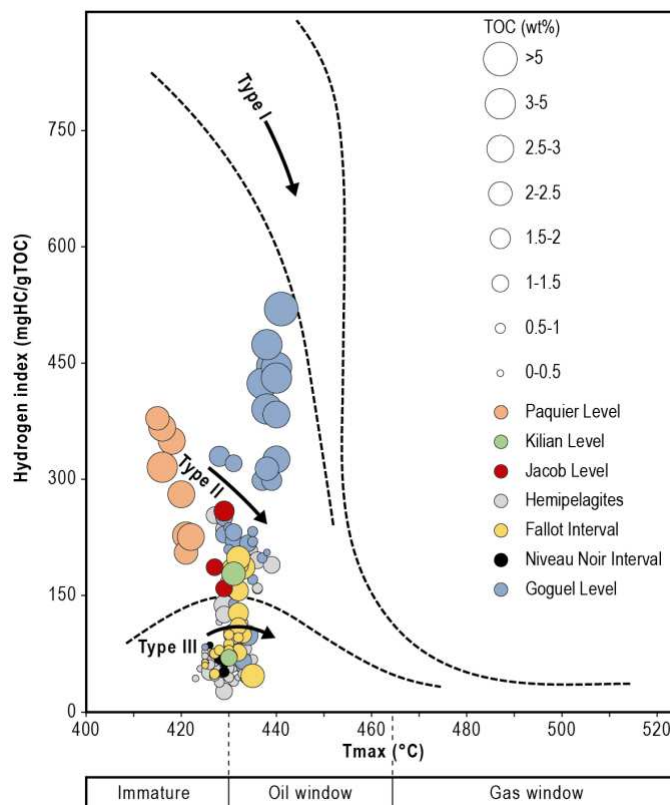


Figure 7.8: Pseudo Van-Krevelen diagram showing the typology of the OM for the studied samples (diagram from Espitalié et al., 1985).

6.4. Inorganic geochemistry

The major/minor/trace-elements concentrations and the enrichment factors (EFs), calculated from these concentrations, are reported in the [Tables 7.8, 7.9](#). The Fe/Al ratio is ranging from 0.29 to 1.16, but, the average ratio of groups are approximatively similar (0.42 to 0.45), except for the Kilian Level (0.35). These average ratios are thus very close to average crustal value (0.44, McLennan, 2001). Furthermore, the Ti/Al ratio are calculated to detect a possible excess of titanium compared to aluminum, an another useful detrital elemental proxy (Tribovillard et al., 2006). The Ti/Al ratios are ranging from 0.04 to 0.07 and display a constant value at 0.05 in the samples ([Table 7.9](#)), which are equal to the average crustal value (0,05, McLennan, 2001).

The productivity-sensitive elements (Ba, Cu, Ni and Zn) show a monotonous distribution throughout the Aptian to Lower Albian interval ([Fig. 7.7B](#)). Thus, the average Ba EFs are in the range of 0.6 to 1.6, the average Cu EFs range between 1.5 to 4, the average Ni EFs are in the range of 1.5 to 2.5, and, the average Zn EFs show 1 to 2.3 values. Consequently, the only ones significant enrichments factors (EF >3, Algeo and Tribovillard, 2009) are observed for the average Cu EFs in the Kilian Level (3) and in the Niveau Noir Interval (4). The values of IA gradually increase through the interval studied ([Fig. 7.7B](#)). In the lower part of the log-type section, most of the samples show an IA of ~ 3.6, while in the upper part, the samples display an IA of ~ 3.8, that is a significant variation because the IA is calculated from a natural logarithm ratio.

The redox-sensitive elements do not show important variation, except for the Mo ([Fig. 7.7B](#)). The highest Mo EFs correspond to the Paquier and Jacob Levels (22 and 9 on average, respectively), and, to a slight extent, to the Goguel Level (2 on average, but, 5 on average in the Sauzeries section). In the other groups, the average Mo EFs range from 0.4 to 2.3. Uranium displays a weak enrichment in the Paquier Level (EF = 3.8 on average), but it exhibits almost invariant EFs in the other groups of samples (0.8 to 1.7 on average). The average EFs of Co, Cr, and V, do no show significant enrichment in the OLs nor in the hemipelagites (0.7-0.9, 1-1.3, 1.2-2.1).

Logically, the system tracts and the MFS display monotonous values ([Fig. 7.7A](#)), except for: 1) the Mo EFs of the MFS which indicate a significant enrichment (average EF of 7); and, 2) the Cu EFs in the LST which show an average EF of 4 ([Fig. 7.7A](#)). Like for the *clay ratio* (see herein above), the upward trend of the IA impacts the distribution of this parameter in the system tracts and MFS, and makes the interpretation tricky.

6.5. Average Sedimentation Rate (SR) and Total Organic Carbon Accumulation Rates (TOC MARs)

The average SRs were calculated from multiple literature data ([Tables 7.2, 7.3](#)) and the values ranging from 0.4 to 5.8 cm/kyr. The hemipelagites show an average SR of 3.3 cm/kyr, and only the Paquier Level and the Fallot Interval exhibit an average SR more higher ([Table 7.2, Fig. 7.6B](#)), while the Jacob Level and the Niveau Noir Interval display a slightly lower average SR than the hemipelagites ([Table 7.2](#)). The Kilian and the Goguel Levels exhibit very low average SRs ([Table 7.2, Fig. 7.6B](#)), even if,

according to the sections, the average SR ranging from 0.4 to 1.5 cm/kyr in the Goguel Level (Fig. 7.6B).

The TOC MARs show variable values in the MB Fm. (3 to 312 mg/cm²/kyr, average values in Table 7.3 and Fig. 7.6B): 1) low average TOC MARs in the Goguel Level, Niveau Noir Interval, hemipelagites and Kilian Level (Table 7.2); 2) moderate average TOC MAR in the Jacob Level (Table 7.2); and, 3) high average TOC MARs in the Fallot Interval and Paquier Level (Table 7.2).

In the boxplots (Table 7.2, Fig. 7.6A), the LST and TST exhibit moderate average SRs (2.8-3 cm/kyr), whereas the HST shows the highest average SR (4.8 cm/kyr). The MFS samples correspond to low average SR (1.8 cm/kyr, Fig. 7.6A). The mean TOC MARs increase progressively from low values in the LST and moderate values in the TST-MFS to high values in the HST (Table 7.2 and Fig. 7.6A).

6.6. Biomarkers

6.6.1. Saturated fraction

The saturated fractions are dominated by series of linear alkanes (n-alkanes) ranging from C13 to C35 in most cases. They present a maximum in C16 and/or C17 (Table 7.10). The contribution from long chain n-alkanes is variable among samples as inferred from the terrestrial vs. aquatic ratio (TAR; Bourbonniere and Meyers, 1996) showing values from 0.12 to 1.48; the highest values are observed in samples from the Goguel Level in the proximal positions. A slight odd to even carbon predominance (OEP; Scalan and Smith, 1970) is also observed with different intensities among intervals (from 0.95 to 2.40), the highest values are observed in the Fallot Interval and the Paquier Level (Table 7.10). Isoprenoid hydrocarbons are dominated by Pristane (Pr) and (Ph) followed by norpristane (nPr). Pr/Ph ratio present means values of 2.74. The samples with the lowest Pr/Ph values correspond to Paquier, Goguel and Jacob levels, showing average values of 0.86; 2.54 and 2.65 respectively (Fig. 7.9, Table 7.10). The C30 isoprenoid squalane was not detected in the samples studied. 2,6,10,15,19-pentamethylcosane (PMI; Schouten et al., 1997) was detected from its retention time and mass spectrum in relative important amount in the samples from the Paquier Level.

Expanded ion chromatograms $m/z = 217$ show the distribution of steroids, present in all samples with the exception of sample SC OG 004-f presenting a very low concentration (Fig. 7.10). The distributions of steroids consist of series of C27 to C29 diasteranes and regular steranes with the presence of C30 steranes in samples from Paquier and Jacob levels. The regular steranes are dominated by the 5 α (H),14 α (H),17 α (H)-20R isomers. Methyl steranes and methyl diasteranes are observed only in samples from Paquier and the Jacob levels. The saturated fraction also revealed the presence of diacholest-13(17)-enes (diasterenes) and 4-methyl diacholest-13(17)-enes (4-methyl diasterenes) in some intervals (Paquier and Jacob levels).

Expanded ion chromatograms $m/z = 191$ showed the distribution of hopanoids, dominated by a series of C27 to C34 regular 17 α ,21 β - hopanes ($\alpha\beta$ hopanes; Fig. 7.11). 17 β ,21 α - hopanes ($\beta\alpha$ Moretanes) ranging from C29 to C32 are present in lesser abundance. In addition, several series of rearranged

hopanes are observed: C26 17,21-secohopanes (Lu et al., 2009), and C29 and C30 18 α (H)- neohopanes (Moldowan et al., 1991; Farrimond and Telnæs, 1996). $\beta\beta$ hopanes were detected in minor concentrations.

6.6.2. Aromatic fraction

This fraction is dominated by polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) including mono-, di- and triaromatic compound. These compounds correspond mostly to alkylbenzenes, alkylnaphthalenes and alkylphenanthrenes. Isomerisation ratios from aromatic compounds were calculate using phenanthrene and alkylphenanthrene isomers (Table 7.10). Benzofurane and dibenzofurane derivatives were also detected in low amounts. Plant derived aromatic hydrocarbon including cadalene, retene, tetrahydroretene, methylretene and C19 isohexylnaphthalene were clearly identified in samples from Killian and Paquier levels and in a lesser extent the Falloit Interval mostly containing cadalene. The higher plant parameters (HPP) were calculated from the sum of cadalene and retene (Fig. 7.9, Table 7.10).

A series of isorenieratene derivatives including 2,3,6-trimethyl-arylisoprenoids (Requejo et al., 1992) were observed mostly in samples from Paquier and Kilian levels and from the Goguel level exclusively in samples from the Sauzeries section. Aromatic biomarkers mostly correspond to triaromatic steroids and arylisoprenoids. Mono and triaromatic steroids are observed in all the samples. They range from C20 to C28 and are dominated by the C26 to C28 compounds.

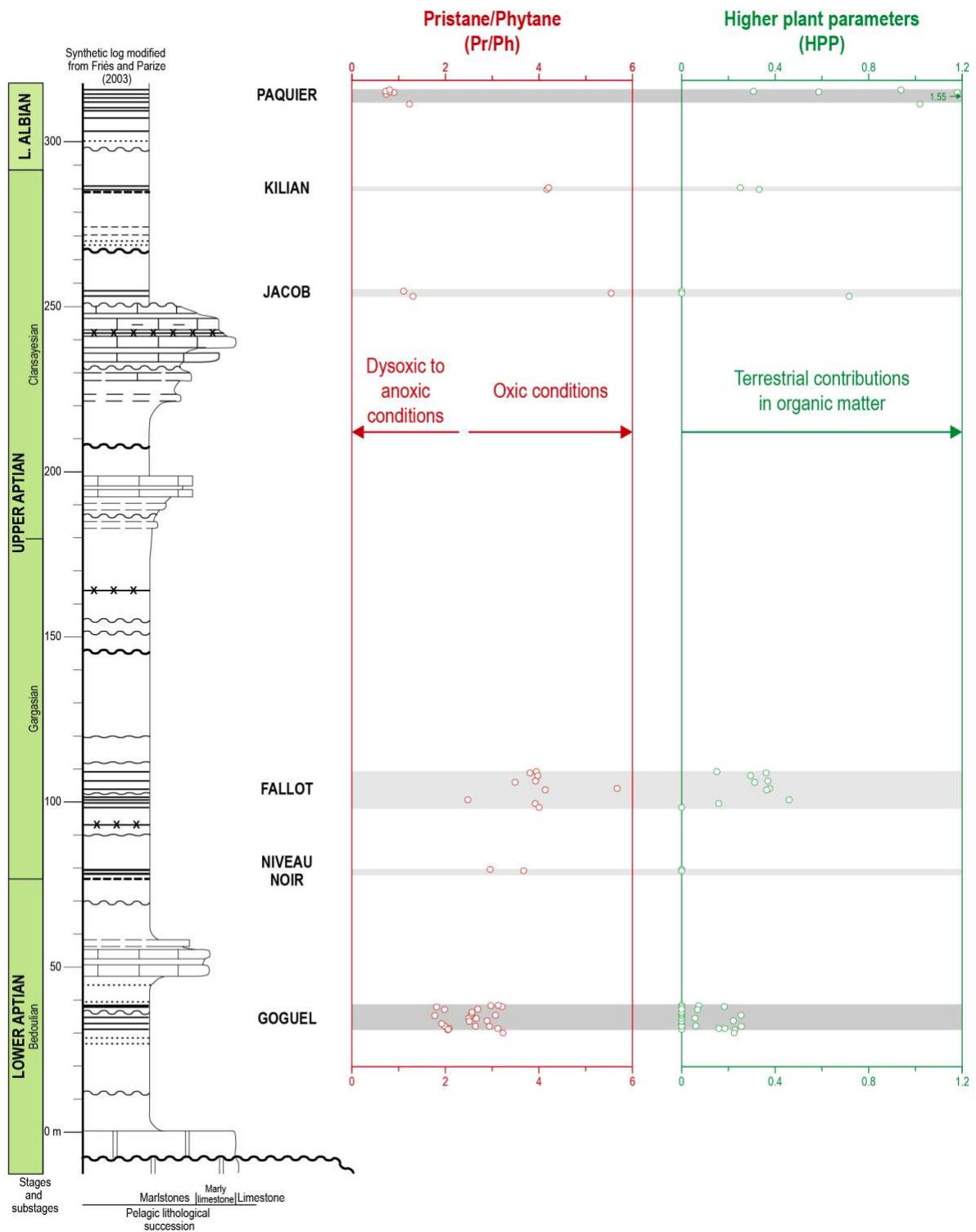


Figure 7.9: Vertical distribution of the pristane/phytane (Pr/Ph) and the higher plant parameters (HPP) in the Aptian to Lower Albian interval of the MB Fm.

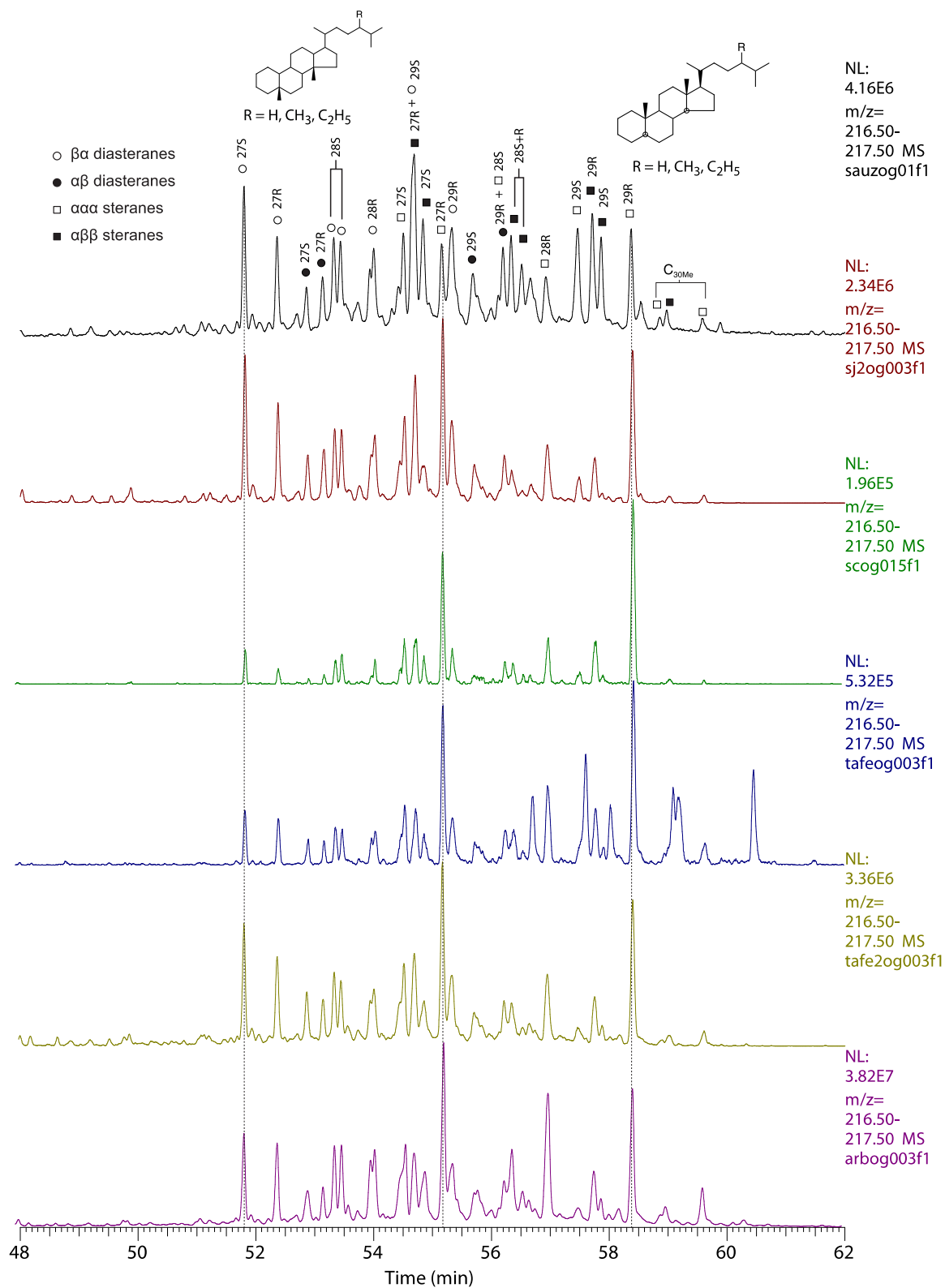


Figure 7.10: Expanded fragmentogram ($m/z = 217$) showing the steroids distribution in the aliphatic fraction of a six representative samples.

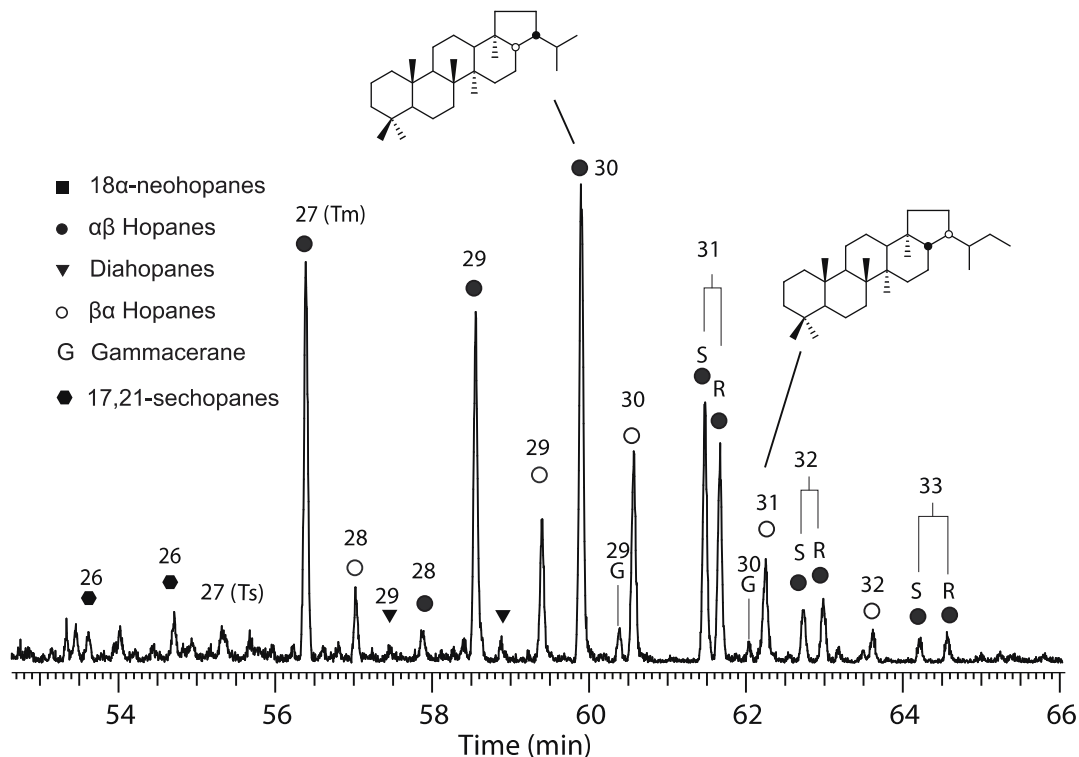


Figure 7.11: Expanded chromatogram ($m/z = 191$) showing the hopanoids distribution in the aliphatic fraction of a representative sample (SJ OG 006-g).

7. Interpretations: what are the factors that influence the organic matter sedimentation?

7.1. Impact of burial

Foremost, the possible impact of burial on the OM must be considered. From the Rock-Eval data, the OM of the MB Fm. shows a low maturity (immature stage to onset of oil window in a pseudo Van Krevelen, Fig. 7.8). The low thermal maturity of the OM is also shown by biomarker isomerization ratios of the saturated fractions (Peters et al., 2005; Table 7.10), and from the aromatic compounds including phenanthrene and methylphenanthrene isomerization ratios (Table 7.10) indicating a calculated vitrinite reflectance with mean values $\sim 0.63\%$ corresponding to the beginning of the oil window.

Moreover, the diagram of Esquevin Index vs Kübler Index (Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000) is used to compare the effect of burial for the various sections (Fig. 7.12). In this diagram, most of the samples are situated in the same area, corresponding to the “anchizone” for the Kübler Index, and to the “biotite + muscovite” area of the Esquevin Index, that indicate a similar burial for all sections and a weak diagenesis of the MB Fm. Nevertheless, three samples (ND OG 007-h, ND OG 007-h, and SJ OG 003-h) exhibit an Esquevin Index larger than 0.40 (Table 7.6 and Fig. 7.12), perhaps caused by a brief change of the sediment sources. The weak imprint of diagenesis onto the clay assemblages observed is consistent with previous studies (Deconinck, 1984,

1987; Levert and Ferry, 1988; Ghirardi et al., 2014). Finally, from clay-assemblage examination, Levert and Ferry (1987) estimated the burial depth in the occidental part of the Vocontian Basin to range between 500 and 1000 m.

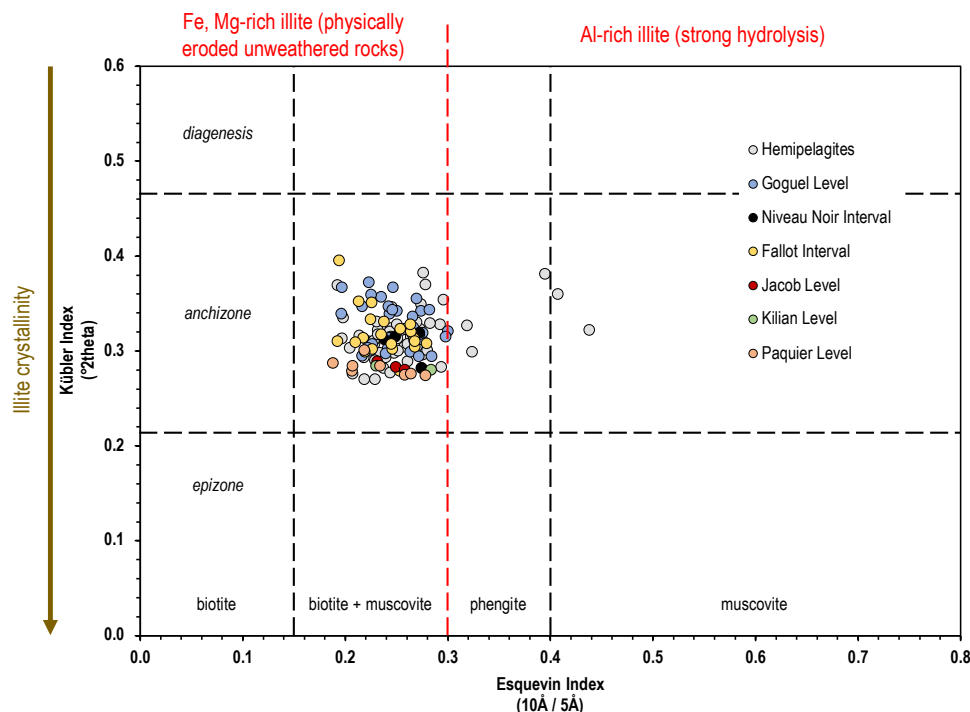


Figure 7.12: Plot of Esquevin Index vs Kübler Index indicating the burial from the clay minerals of the studied samples (diagram from Kübler, 1967; Esquevin, 1969; Dunoyer de Seconzac, 1969; Kübler and Jaboyedoff, 2000).

7.2. Nature of OM

The origin of the OM is determined from the Rock-Eval parameters (TOC, HI, Tmax) and biomarker assemblages for all the samples. Rock Eval parameters show very variable HI values in the MB Fm. (27 to 520 mgHC/gTOC) corresponding to the type-II, type-II-III and type-III kerogens (Table 7.2 and Fig. 7.8). These variable kerogens parameters suggest multiple origins for OM (see section 6.3).

The hydrocarbon compositions of the MB Fm. are mostly characterized by the predominance of short chain n-alkane (<C22) and present in all cases an unimodal distribution pattern indicating in all cases a high input of marine-derived OM (Cranwell et al., 1987; Meyers, 1997; Peters et al., 2005) and the high abundance of C16–C20 isoprenoid alkanes originating from the phytol side chain of chlorophyll is consistent with high algal productivity in the overlying water column (Volkman and Maxwell, 1986). Nevertheless, the land-derived OM contribution is attested by the presence of long chain n-alkanes (>C22) presenting an odd-to-even carbon predominance typical of terrestrial leaf waxes (Eglinton et al., 1962; Smith et al., 2007). The TAR (Table 7.10) is also indicative of terrestrial OM input, although with different proportions between the six organic rich levels studied. Tricyclic sesqui- and diterpenoids and

its aromatic diagenetic products also attest for an important contribution of terrestrial OM. Diterpenoids from the abietane class (retene, tetrahydroretene and methyl retene; Simoneit, 1986) associated to conifer resins, are important constituents of the aromatic fractions of the Paquier and Kilian levels. Other compounds most related to the cadinane class (produced by most vascular plants; Otto and Simoneit, 2001) are present in particular in the Fallot level though present in most of the studied samples indicating a permanent contribution of terrestrial OM to the basin. The HPP (Fig. 7.9) is used as a marker of terrestrial contributions in the OM. The Paquier and Kilian levels show a strong terrestrial contribution, and, in a lesser extent, the Fallot Interval too. The Jacob Level exhibits only one sample with a strong HPP (TAFE OG 004-j f), but the palynofacies and Rock-Eval data indicate a mixed OM for this level (Heimhofer et al., 2006; this study).

The presence of steranes, structural components of the eukaryotic cell walls (Volkman & Maxwell, 1986) with predominance of the C27 homolog indicate marine algae contribution. The presence of C28-sterols is associated with microalgae (e.g. diatoms) and finally C29-sterols are mostly synthesized by land plants and diatoms (Rampen et al. 2010). Accordingly, the sterane ternary plot (Fig. 7.13) shows that the contribution of the OM to the studied sections is mostly derived from marine algae with differential contribution of land plant OM. The presence of hopanoids, ubiquitous compounds in the sedimentary OM, attest for the presence of bacteria-derived OM (Ourisson et al., 1979). The proportion of bacteria vs. eukaryotic OM present variations along the intervals studied (Table 7.10).

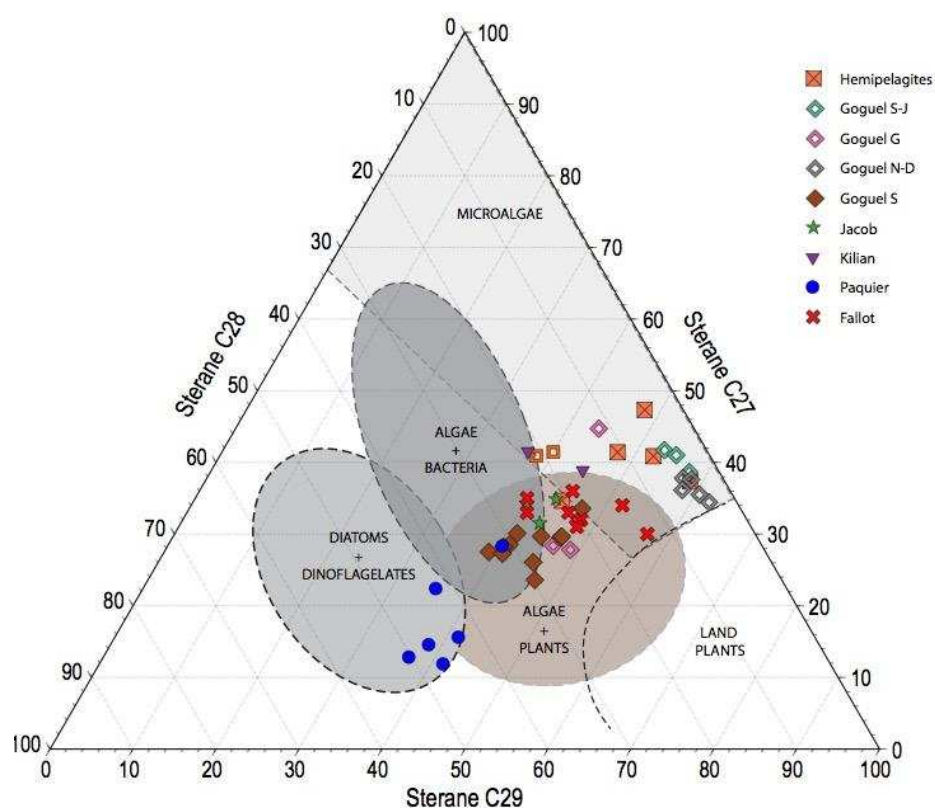


Figure 7.13: Ternary diagram showing relative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the $\alpha\alpha\alpha$ R isomers.

7.3. Dilution vs. condensation of OM

The average SRs and TOC MARs calculated for the studied sections were compiled with other data collected in the literature (Fig. 7.14, Tables 7.3, 7.4). As showed with the present results, the average SRs and TOC MARs are very variable in the MB Fm., especially in the OLs (Fig. 7.14). Thus, this compilation allows to investigate the effect of the sedimentation rates on the OM enrichment. Foremost, the average SR of the background sedimentation (hemipelagites) corresponded to 3.3 cm/kyr. In the same range of values, one finds the Niveau Noir Interval, Jacob Level, and Paquier Level (slightly higher, Fig. 7.14). The OM enrichment of the Goguel and Kilian levels could be explained by OM condensation within the sediments, because the average SRs were at least three times lower than those of the hemipelagites. This is evidenced in the Sauzeries section where the average TOC is higher than in the other sections of the Goguel Level (Fig. 7.14). Besides, dilution of OM occurred in the Glaise, Serre-Chaitieu (data from Ando et al., 2017) and Saint-Jaume sections, because the Goguel Level was interbedded with turbidites deposits (Caillaud et al., 2018). Contrariwise, the Fallot Interval shows high average SRs that were two to three times higher than those of the hemipelagites (Fig. 7.14). These strong average SRs could have induced the dilution of OM, nonetheless the highest TOC (2 wt%) corresponds to the strongest average SR (8.6 cm/kyr).

To a certain extent, the average TOC MARs allows to determine the variation of organic carbon inputs in the sediments, caused by the increase of marine and/or terrestrial OM exported in the bottom basin. Logically, the lowest TOC MARs corresponded to the samples which contained low OM contents (hemipelagites and Niveau Noir Interval) or very low average SRs (Goguel and Kilian levels, Fig. 7.14). The Jacob Level shows intermediate average TOC MARs, whereas the Paquier Level and the Fallot Interval exhibit the highest average TOC MARs. In the case of the Fallot Interval, the high SRs coupled to refractory terrestrial-OM deposited (see before) could explain the strong average TOC MARs, but, for the Paquier, which shows intermediate to weakly high average SRs with moderate contribution of terrestrial OM, other process must be involved.

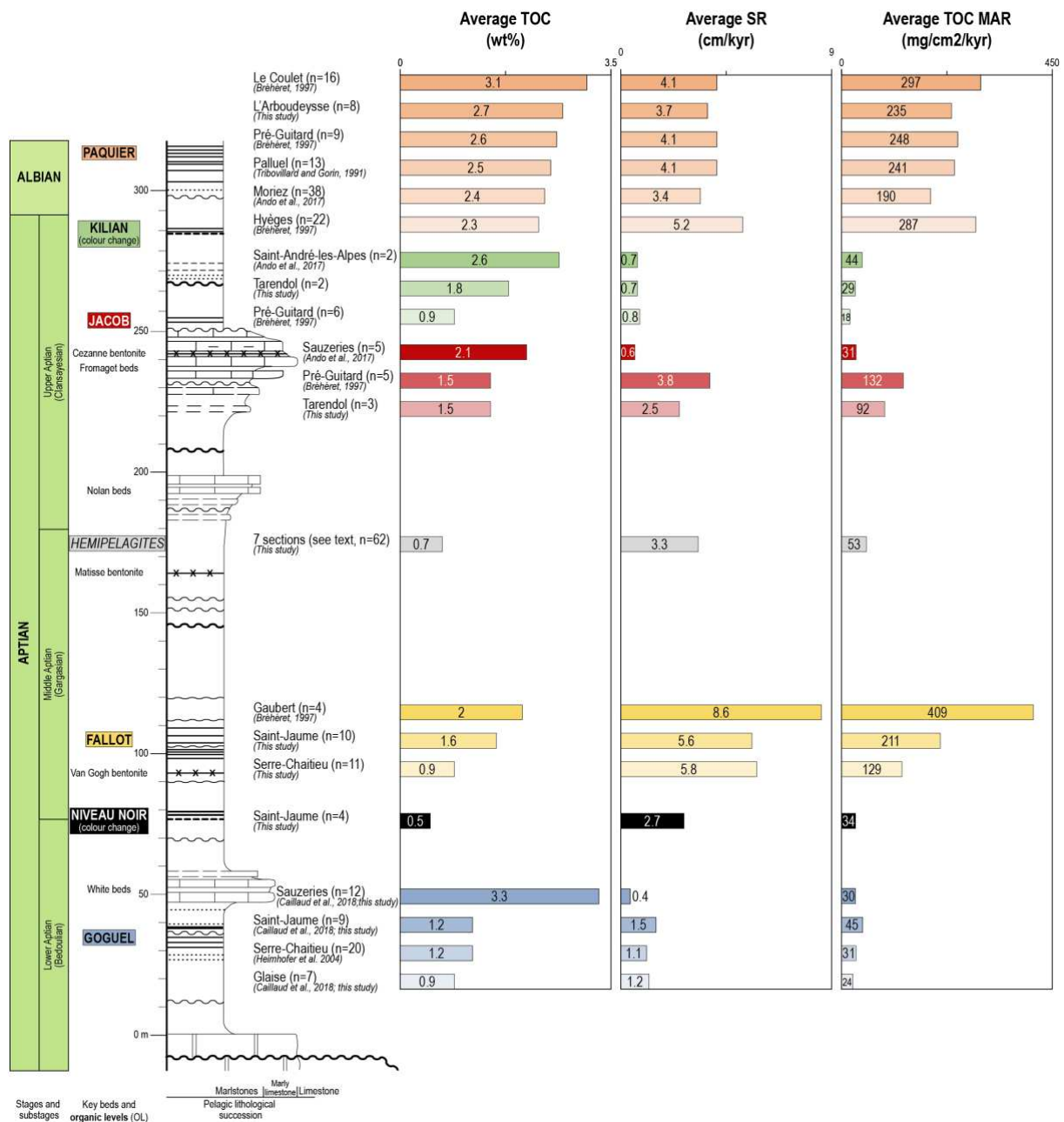


Figure 7.14: Comparison of average TOC, SR, TOC MARs between the Ols of the Aptian to Lower Albian interval, data from several works (Tribovillard and Gorin, 1991; Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2004; Ando et al., 2017; Caillaud et al., 2018). Ols display on the log type are not at scale.

7.4. Depositional setting oxygenation

Foremost, it is important to precise that our sampling step smoothes the results (each sample studied mixes several cm, and therefore corresponds to several kyr of deposition) and, therefore, the variations of oxygenation are smoothed too.

At first, the redox-sensitive elements distribution through the Aptian to Lower Albian interval is homogeneous (Fig. 7.7B), in particular for the Co, Cr and V elements. Nevertheless, the U and Mo elements show enrichment factors in some Ols (Fig. 7.7B). According to Tribovillard et al. (2012), the U-EFs vs Mo-EFs crossplot allows to precise the oxygenation conditions during the deposition of the MB Fm. (Fig. 7.15). The results exhibits three distinct environments of deposition: 1) oxic conditions

for the hemipelagites, Fallot and Niveau Noir Interval, Kilian Level and for the Goguel Level (*pro parte*); 2) suboxic to anoxic conditions for the Jacob and Goguel (*pro parte*) levels; and 3) periodic anoxic conditions for the Paquier Level (Fig. 7.15) and the Jacob Level (*pro parte*). The contrasted oxygenation conditions of the Goguel Level were discussed in Caillaud et al. (2018). Indeed, it was related to the position of sections in the basin (proximal vs. distal) and to the bottom re-oxygenation induced by turbidites. The Jacob Level shows two samples with moderate enrichment of U and Mo, that could be correspond to periodic low-oxygenated deep-basin. The particulate shuttling of Mo indicates periodic anoxic conditions during the deposition of the Paquier Level (Tribovillard et al., 2012).

The Pr/Ph ratio is widely used as a marker of redox conditions of depositional environments. According to Didyk et al., 1978, the phytol chain is preferentially degraded into pristane in oxic conditions, and into phytane in reducing conditions. Accordingly, Pr/Ph ratio is used to determine the oxygenation conditions during OM deposition (Fig. 7.9). The values < 1 indicates reducing conditions while $\text{Pr/Ph} > 1$ indicates oxic environments. The OLs from the MB Fm. present Pr/Ph values > 1 in most cases, with the exception of the Paquier Level and the Jacob Level *pro parte* indicating anoxic intermittent conditions during deposition. Moreover, the Paquier and the Jacob levels show the presence of isorenieratene derivatives, which are compounds synthesized by green sulfur bacteria (GSB) (Chlorobiaceae) and purple sulfur bacteria (PSB) (Chromatiaceae) developing under photic zone euxinia (Schaeffer et al., 1997; Clifford et al., 1998; Brocks and Schaeffer, 2008).

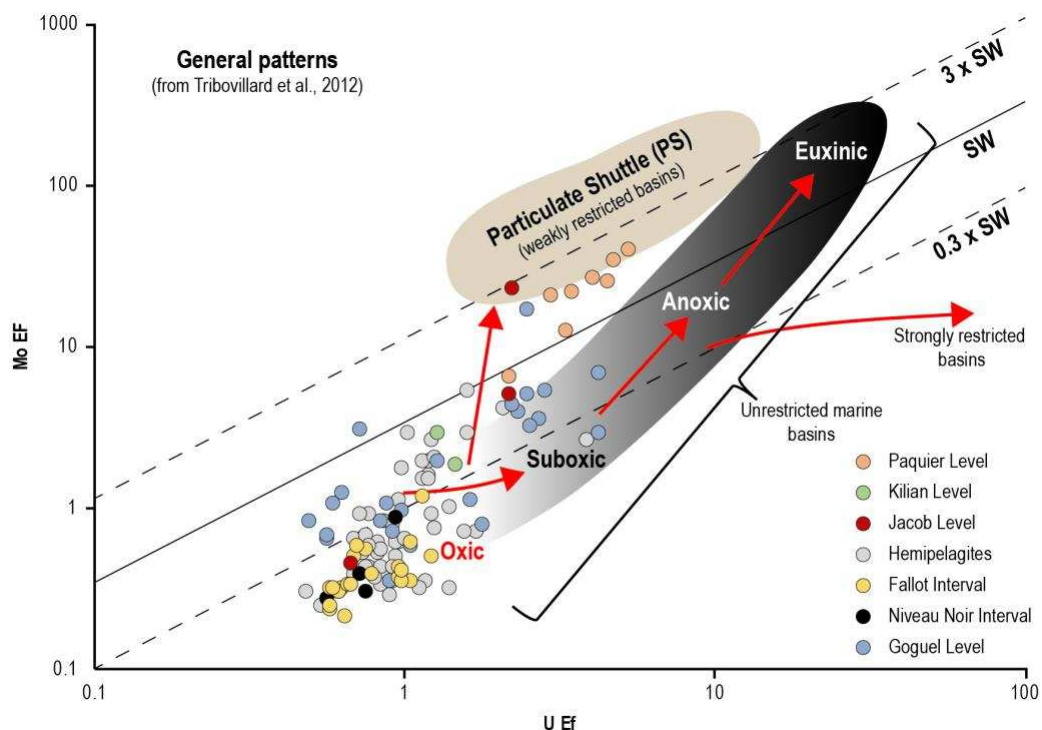


Figure 7.15: Plot of U-EF vs Mo-EF for the GL samples showing the oxygenation conditions in the Aptian to Lower Albian of the MB Fm. The SW lines corresponds to the Mo/U molar ratios similar to the seawater value (SW $\sim 7.5-7.9$) and the dashed lines correspond to the fractions thereof (3xSW, 0.3xSW). The pattern of U and Mo EFs are compared to the model proposed in Algeo and Tribovillard (2009).

7.5. Productivity and climatic changes

The absence of authigenic enrichments for productivity-sensitive elements (Ni-, Cu-, Ba-enrichment factors close to 1-2) indicates that surface-water productivity was low to normal during the deposition of the MB Fm. (Fig. 7.7B). The rare exceptions are about the Cu EF, which display moderate average enrichment factors in the Kilian Level and the Niveau Noir Interval (3 and 4, respectively). Nevertheless, the *clay ratio*, applying to a limited fraction of sediment (the clay-sized fraction), and the IA, calculated from the bulk detrital fraction of the sediments, increased through the Aptian to Lower Albian interval (Figs. 7.5B, 7.7B). These variations could indicate enhanced nutrient inputs into the basin, thence the increase of: 1) clay minerals, formed under moderately to strongly hydrolyzing conditions (smectite and kaolinite; Chamley, 1989); and, 2) IA values, related to chemical hydrolysis on land (Von Eynatten et al., 2003). Despite these observations, the increased IA and *clay ratio* do not correlate with any enrichment of productivity-sensitive elements (Fig. 7.7B). These results suggest a climatic change evolving toward more hydrolyzing conditions from the Aptian to the Lower Albian. A more humid climate in the upper part of the studied interval is consistent with the contribution of terrestrial OM observed in the Jacob, Kilian, and Paquier levels (see section 7.2). The inorganic geochemistry results are also coherent with the low average TOC MARs calculated for most of the sections (Figs. 7.6B, 7.14). The strong average TOC MARs in the Fallot Interval resulted from high SRs (Fig. 7.14) and terrestrial-OM contribution, but those of the Paquier Level corresponded to moderate SRs. Actually, the high average TOC MARs of the Paquier Level probably resulted from significant contribution of refractory terrestrial-OM (see above; Tribovillard and Gorin, 1991) in recurrently anoxic conditions. To conclude, we consider that surface-water productivity was not a major cause of OM enrichment within the MB Fm., and, that the low oxygenated to recurrently anoxic conditions in the bottom-basin (Goguel Level *pro parte*, Jacob and Paquier levels) were not triggered by a productivity-driven model or by an increase of fresh-water inputs. Besides, the *clay ratio* and the IA showed an increase of humid conditions during the Aptian to Lower Albian period. This climatic trend probably furthered the production of continental OM rather than the nutrient inputs.

7.6. Synthesis about depositional conditions

The results allow to refine the previously described depositional models of OLs in the MB Fm. The sediments were characterized by several analytical techniques, and, therefore, the enrichment of OM appears to be dependent of **three main parameters**: 1) the oxygenation of bottom waters; 2) the surface-water productivity; and, 3) the condensation vs dilution of OM. However, **another factor** seemed to contribute of the OM enrichment in the sediments: the typology (or nature) of the OM, namely, continental-vs. marine-origin OM.

7.6.1. Background sedimentation

The hemipelagites corresponded to the background sedimentation of the MB Fm. Therefore, the characteristics of OLs are compared with those of the hemipelagites. They are poor in OM (TOC = 0.7 wt% on average) and were deposited under oxic conditions with low to normal productivity. According to biomarkers, the hemipelagites present mostly algae-bacterial OM in origin (Table 7.10), and the Van-Krevelen diagram indicates type-III to type-II/III kerogens, implying a notable contribution of continental OM and/or degraded marine-OM. The hemipelagites show slightly higher granulometric modes than most of the OLs (32 μm on average) and they correspond to marlstones (ca. 35% of CaCO_3) while the OLs correspond to siltstones. The average SR (3.3 cm/kyr) and TOC MARs (53 cm/kyr) of hemipelagites are used as a base-line to be compared with other SRs and TOC MARs in the MB Fm.

7.6.2. The Goguel Level

This level shows some variable results according to the sections observed (Figs. 7.5B, 7.6B, 7.7B, 7.14). These results are discussed in Caillaud et al. (2018) in details, therefore, only a summary of the main interpretations are presented here. First, although the average TOC is 1.9 wt%, the section of Sauzeries exhibits high average TOC (3.3 wt%) and HI (387 mgHC/gTOC) but, a very low average TOC MAR (30 mg/cm²/kyr). Second, the surface-water productivity was low to normal, but, the oxygenation conditions were heterogenous. As demonstrated by the redox-sensitive elements and the biomarkers (Caillaud et al., 2018), in the proximal environments, the conditions were oxic, while in the distal settings, the conditions were lowly oxygenated. In addition, the biomarkers allow to interpret that the water-column was intermittently stratified with hypoxia developing into the photic surface-water (Caillaud et al., 2018). In the same way, although the origin of OM was mainly marine, a significant terrestrial contribution was evidenced in the proximal environments through biomarker examination (Caillaud et al., 2018). Third, the Goguel Level was deposited in a period of sedimentary condensation (Bréhéret, 1997; Heimhofer et al., 2006), indicated by the low average SRs (0.4 cm/kyr to 1.5 cm/kyr) compared to the hemipelagites. In more detail, the very low average SR at Sauzeries (0.4 cm/kyr) corresponds to the section without turbidites, on the contrary of the Notre-Dame, Saint-Jaume, Glaise and Serre-Chaitieu sections, where thin turbidites are interbedded (Rubino, 1989, Bréhéret, 1997; Fri  s and Parize, 2003). In addition to the sedimentary condensation, the low average mode (24 μm , Fig. 7.5B) and the high proportions of cohesive and sortable silts (26 and 44% on average, respectively), compared to the hemipelagites, are consistent with the 3rd order MFS position in a sequence stratigraphy framework (Rubino, 1989; pers. com. in 2017; Bréhéret, 1997; Ferry, 2017). To summarize, the depositional model of the Goguel Level in the Vocontian Basin encompasses three distinct environments (Caillaud et al., 2018): 1) a proximal area (Saint-Jaume and Notre-Dame sections) where mixed-origin OM was diluted by turbidites and remineralized (oxic conditions); 2) a distal area (Glaise section) where marine OM was diluted and remineralized (both process induced by turbidites) under low-oxygen conditions; and, 3) a distal area (Sauzeries section) without turbidites, where marine OM was condensed and preserved in low-oxygen conditions. Therefore, in the case of the Goguel Level, although the mixed

nature of OM contributed to a preservation slightly more efficient in the proximal areas (Saint-Jaume and Notre-Dame sections, TOC of 1.2 and 1 wt% respectively, and TOC MARs of 46 mg/cm²/kyr in Saint-Jaume), the two factors inducing OM enrichment were sedimentary **condensation** and a low **oxygenation level** (stratified basin with oxygen-poor bottom-waters).

7.6.3. The Niveau Noir Interval

This interval, historically considered as an OL in the MB Fm. (see section 4.2), is not enriched in OM, actually (Fig. 7.6B, TOC of 0.5 wt% on average; HI of 67 mgHC/gTOC on average). Indeed, according to biomarkers, the organic content is composed of marine OM without significant contribution of terrestrial derived biomarkers (Fig. 7.9; Table 7.10), deposited under oxic conditions with common SRs (2.7 cm/kyr on average, Fig. 7.6B). Moreover, though Herrle et al. (2010) proposed a period of strong surface-water productivity coupled to evaporation (« productivity-driven model »), our inorganic geochemistry data (Fig. 7.7B) indicate that surface-water productivity was normal to moderate, because only one element exhibits a detectable enrichment factor (Cu EF: 4 on average). The Niveau Noir Interval is not an OL, because **no factor** favored OM enrichment. The results of grain-size analysis (Fig. 7.5B) display an average mode of 20 µm and a sediment composed of more abundant cohesive and sortable silts (25 and 42% on average, respectively) than within the hemipelagites. Therefore, this fine-grained sediment composition is consistent with the sequence-stratigraphy framework (Fig. 7.2), where the Niveau Noir Interval is interpreted as a 3rd order MFS (Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003).

7.6.4. The Fallot Interval

The Fallot Interval exhibits low to moderate average TOC (1.2 wt%, 0.6 and 1.6 wt% in the studied sections, Fig. 7.6B) with relatively low average HI (106 mgHC/gTOC). Rock-Eval data indicate the presence of type-III kerogens (Fig. 7.8), which corresponds to continental OM and/or degraded marine-OM (Espitalié et al., 1985). The TAR biomarker ratio and the OEP show the highest values indicating an important contribution of terrestrial derived OM (Table 7.10). The inorganic geochemistry and biomarkers clearly indicate that the Fallot Interval was deposited under oxic conditions with low to normal surface-water productivity (Figs. 7.7B, 7.9). However, the average SR (5.7 cm/kyr) and TOC MARs (168 mg/cm²/kyr) were very strong in comparison to hemipelagites. In the same way, the grain-size mode indicates very high values (42 µm on average), like the average sand proportions in the sediments (14%, Fig. 7.5B). The strong SRs and the coarser grain size of the Fallot Interval are consistent with the HST determined from the sequence stratigraphy (Fig. 7.2, Rubino, 1989, Friès and Parize, 2003). The depositional models proposed for the Fallot Interval (alternation of the « preservation-driven model » with the « productivity-driven model », Friedrich et al., 2003) is not consistent with the data presented in this study. Consequently, a new model of deposition is proposed, implying two parameters: 1) one major that is **dilution**, through the very high SRs; and, 2) one minor corresponding to the oxygenation conditions (i.e., oxic in the case of the Fallot Interval). Indeed,

according to Tyson (2001; 2005), in an oxic environment, increased SRs can be correlated with increased organic-carbon burial. The oxygen level is considered as a minor process in this case, because under low-oxygenated conditions, strong SRs are harmful for the organic contents in sediments in that they act as a diluting agent (Tyson, 2001; 2005) even if strong SRs favor OM burial and preservation below the sediment-water interface, where redox conditions are lowly oxygenated. Nevertheless, even if the SRs of the Falot Interval were strong, they did not fall in the range proposed by Tyson (2005), *i.e.*, more than 20 cm/kyr. Therefore, the preservation of OM was probably favored by one additional factor: the **nature of OM**. Indeed, the OM in the Falot Interval was partly composed with land-derived, refractory organic compound (Fig. 7.9). This model is coherent with the data of Bréhéret (1997) regarding the Gaubert section (Fig. 7.14): the highest average SR match with the highest TOC. To summarize, the moderate enrichment of OM of the Falot Interval is the consequence of fast burial of terrestrial OM under oxic conditions.

7.6.5. The Jacob Level

The Jacob Level shows moderate organic contents (1.5 wt% on average, Fig. 7.6B) of type-II to-III kerogen (HI of 202 mgHC/gTOC on average, Fig. 7.8). According to biomarkers, this level consist of mixed OM containing important contribution of land derived OM, inferred from the important contribution of C₂₉ steroids, long chain *n*-alkanes and the presence of land derived aromatic biomarkers including retene, tetrahydroretene and cadalene (Fig. 7.9, but only for TAFE OG 004-j). In addition, the palynofacies data of Heimhofer et al. (2006) indicated high contributions of terrestrial OM in the Jacob Level. In the studied section (Tarendol), the average SR (2.5 cm/kyr, Fig. 7.6B) and the surface-water productivity were normal compared to the background sedimentation (hemipelagites). In the Pré-Guitard section (data from Bréhéret, 1997), approximatively the same values of average SR, TOC MAR and TOC were observed. However, the inorganic geochemistry indicates that bottom conditions were poorly oxygenated (at least periodically) during the Jacob Level (Figs. 7.7B, 7.15). The biomarkers corroborate this assumption as inferred from the Pr/Ph ratio showing the lowest values after the Paquier Level. The mode of the grain-size distribution (21 µm on average, Fig. 7.5B, lower than for hemipelagites) and the proportions of cohesive and sortable silts (22 and 39% on average respectively, higher than for hemipelagites) are coherent with the position within the sequence-stratigraphy framework (MFS, Rubino, 1989; pers. com. in 2017). The depositional model proposed, that is, the « preservation-driven model » (Heimhofer et al., 2006), is consistent with the evidences of low-oxygenated conditions demonstrated here. Nevertheless, in addition, it is proposed that the refractory nature of terrestrial OM deposited favored OM preservation in the Jacob Level. To conclude, the enrichment of OM in the Jacob Level is ascribed to two major parameters: the **oxygenation level** (low-oxygenated bottom-waters) and the **nature of OM** (refractory continental OM). In this OL, the addition of a minor factor, the low dilution (favoring sedimentary condensation of OM, with average SR of 0.6 cm/kyr), led to the highest organic contents (2.1 wt% on average, Fig. 7.14) in the Sauzeries section.

7.6.6. The Kilian Level

This level contains type-III kerogens (124 mgHC/gTOC, Fig. 7.8) and the organic contents show a moderate enrichment of 1.8 wt% on average (Fig. 7.6B). In the sequence-stratigraphy framework (Rubino, 1989; pers. com. in 2017), this OL is interpreted as a HST, which is in adequacy with the slightly lower mode values (26 μm on average, Fig. 7.5B) and the higher proportions of cohesive and sortable silts (23 and 43% on average, respectively) compared to the background sedimentation (hemipelagites). The OM in this interval is composed of fresh marine contribution, with a significant presence of terrestrial biomarkers from conifers (Table 7.10, HPP in Fig. 7.9). According to the biomarkers and the inorganic geochemistry, the Kilian Level was deposited in oxic conditions. However, the work of Okano et al. (2008) found TMI and PMI in the Kilian Level at the Sauzeries section (same samples studied by Ando et al., 2017). These organic compounds indicated the occurrence of methanogenic archaea and, therefore, low-oxygenated conditions at the sediment/water interface. The surface-water productivity was low to normal from the results. In the Tarendol section, the low average SR (0.7 cm/kyr, Fig. 7.6B) is interpreted as a sedimentary condensation, and, from the literature (Bréhéret, 1997; Ando, 2017), the Sauzeries and Pr  -Guitard sections exhibit average SRs in the same range of values (0.7 and 0.8 cm/kyr, respectively). Hitherto the depositional model assigned to the Kilian Level was the « preservation-driven model » (Herrle et al., 2003), but our results are not totally concordant with this model. It is proposed that the two main parameters that have triggered OM preservation in the Kilian Level were the **dilution level** (here: condensation of OM) coupled to the **nature of OM** (here: contribution of refractory terrestrial OM). The depositional model proposed by Herrle et al. (2003) could be consistent locally for the Sauzeries section, where the strongest average TOC are recorded (2.6 wt%, from data of Ando et al., 2017, Fig. 7.14). In this section, in addition to the sedimentary condensation, the likely low-oxygenated conditions could have favored the preservation of terrestrial and marine OM in the Kilian Level.

7.6.7. The Paquier Level

This level shows uniformly high average TOC (2.3 to 3.1 wt%, Fig. 7.6B) and moderate SRs (3.4 to 5.2 cm/kyr). The Van-Krevelen diagrams indicates type II-III to type-II kerogens for the samples studied in the L'Arboudeysse section (HI of 294 mgHC/gTOC, Fig. 7.8). Biomarkers reflect a marine OM with the highest relative contribution of terrestrial derived OM including leaf waxes and aromatic abietanes (Table 7.10, Fig. 7.9). The contribution of terrestrial OM was also demonstrated with palynofacies data (Tribouvillard and Gorin, 1991). The biomarkers clearly show that the Paquier Level was deposited under anoxic intermittent conditions (Table 7.10), and moreover, the inorganic geochemistry allows to propose that the anoxic conditions were sporadic (Fig. 7.15, and section 7.4). According to the productivity-sensitive elements, surface-water productivity was low to normal. At first, this interpretation seems to be inconsistent with the strong average TOC MARs calculated (190 to 297 mg/cm²/kyr, Figs. 7.6B, Fig. 7.14), however we assume that moderate SRs coupled to a significant proportion of refractory

continental OM deposited under low-oxygen conditions allowed to reach this range of values. The sediment composition of the Paquier Level is partially consistent with a 3rd order MFS in the Vocontian Basin (Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). Indeed, even if the average mode of the grain-size is lower in the Paquier Level (26 μm) than in the hemipelagites, the sediment composition is relatively the same as that of hemipelagites (Fig. 7.5B). The results presented in this study are partially coherent with the previous depositional model proposed by Herrle et al. (2003), *i.e.*, the « preservation-driven model » with a significant productivity and a strong continental runoff (Tribovillard and Gorin, 1991). Indeed, from inorganic geochemistry, no increase of surface-water productivity is observed. The deposition of OM in the Paquier Level was governed by two main parameters: the **oxygenation level** (recurrent anoxic conditions) and the **nature of OM** (here mixed origin of OM). For the latter factor, it is conceivable that the labile marine OM was preserved during the anoxic period in addition to land-derived OM, while the refractory terrestrial OM alone was well preserved during the suboxic-oxic periods. In addition, the strong accumulation of OM (TOC MARs, Fig. 7.14) was the outcome of moderate SRs associated to a strong continental runoff. The wholesale constancy of SRs (based on 6 sections, Fig. 7.6B) is coherent with the previous work of Bréhéret (1997), demonstrating that the Paquier Level has a large geographic extension in the Vocontian Basin.

7.6.8. OM sedimentation in the sequence stratigraphy framework

Owing to the numerous samples studied in the LST (20 samples), TST (26 samples), MFS (47 samples) and HST (39 samples), some interesting results about the sedimentation and the OM deposition in the sequence-stratigraphy framework can be put forward (Figs. 7.5A, 7.6A, 7.7A). The interpretation of the distribution of clay minerals, *clay ratio* and IA is tricky because these factors display a long-term vertical trend through the Aptian to Lower Albian interval (see sections 6.2 and 6.4).

The sediment composition (Fig. 7.5A) fits well with the sequence stratigraphy framework: 1) the lowest average mode from grain-size analysis corresponds to the MFS (24 μm), whereas the highest are in the LST and HST (38 and 35 μm , respectively); 2) the highest proportions of cohesive and sortable silts are located in the MFS (24 and 43%, respectively); and, 3) the highest average carbonate contents correspond to the LST (41%), which is consistent with the occurrence of sediments the more carbonated in this system tract (bundles of limestones, Fig. 7.2), because the production of carbonates was restricted to the basin during the LST (Rubino, 1989; Friès and Parize, 2003). Therefore, the sedimentary data (grain-size analysis and carbonate contents) are concordant with the sequence-stratigraphy framework. Several trends are also observed in the OM sedimentation in the MB Fm. First, the highest TOC (1.9 wt% on average) and HI (256 mgHC/gTOC on average) are recorded during the MFS (Fig. 7.6A), which is coherent because most of the OLs corresponds to MFS. In the same way, the redox-sensitive Mo display an enrichment (7 on average, Fig. 7.7A) in the MFS, which denotes the low-oxygen deep waters during the MFS. The productivity-sensitive elements show a moderate enrichment of Cu (average Cu EF: 4) in the LST, probably related to the strong carbonate contents (see above). The SRs were also

consistent with the system tract, with the strongest average SRs in the LST and HST (3 and 4.8 cm/kyr) and the lower average SR in the MFS (1.8 cm/kyr). Nevertheless, the strongest TOC MARs (Fig. 7.6A) do not occur in the MFS (76 mg/cm²/kyr) but in the HST (114 mg/cm²/kyr).

Therefore, it is assumed that the MFS display the best conditions for OM preservation (low oxygenation and SRs) in the MB Fm. Nonetheless, all MFS do not correspond to an OL (*e.g.*, the Niveau Noir Interval is very poor in organic carbon). Another evidence is that all OLs were deposited in a high relative sea-level context (TST, MFS and HST), implying therefore the low relative sea-level context (LST) was not favorable to OM preservation. The LST shows the highest carbonate contents, and, perhaps, the carbonate particles diluted OM. To conclude, there is no simple model accounting for the nature of the preserved OM (for example, MFS = marine OM), because of the origin of OM in the MFS was marine (Goguel Levels) or mixed (Jacob and Paquier levels). Consequently, the typology of OM did not play any first-order part in the preservation of the organic content.

8. Discussion

8.1. Moderate organic-matter enrichment: multiple factor determinism

The detailed study of the MB Fm. reveals that the OM enrichment cannot be explained only by the opposition of two depositional model, *i.e.*, the « productivity-driven model » vs. the « preservation-driven model ». The aim of this work is not to discuss the value of these two models of black shales deposition. They accounted for the formation of most of the black shale accumulations in the geological record, but, these black-shale formations show higher organic contents (> 5 wt%) than the OLs of the MB Fm. Actually, to understand the processes that led to a moderate OM-enrichment in a geological formation, it is proposed to focus on the interplay of four factors: the dilution, OM nature, oxygenation level, and productivity (Fig. 7.16).

8.1.1. Surface-water productivity

In the case of the Vocontian Basin, surface-water productivity was low to normal in all OLs, studied, consequently, it is assumed that this factor did not impact strongly OM sedimentation. This first observation invalids the « productivity-driven model ».

8.1.2. Dilution

Based on our results, it is proposed that the dilution factor clearly controlled OM sedimentation for the Goguel and Kilian levels and Fallot Interval (Fig. 7.16). As demonstrated in previous works (Creaney and Passey, 1993; Tyson, 2001; 2005; Sageman et al., 2003; Bohacs et al., 2005), the preservative effect of SRs may be efficient in two cases : 1) under dysoxic to anoxic conditions, slow SRs favor the concentration of OM in sediments (< 1-5 cm/kyr, condensed section of Tyson, 2005); and 2) under oxic conditions, high SRs (> 20 cm/kyr, Tyson, 2005) may further the burial of OM below the oxidation front of the sediment-water interface. In addition, in the condensed sections, a moderate increase of SRs could

favor the burial efficiency of OM (Bohacs et al., 2005; Harris, 2005). The section with high TOC in the Goguel (Sauzeries) and Kilian levels show very slow SRs (< 1 cm/kyr, but regardless the compaction rates, Fig. 7.6A) corresponding to the condensed section of Tyson (2001; 2005), but, only the Goguel Level was deposited in low-oxygen settings (Caillaud et al., 2018). The Fallot Interval displays the highest SRs of the MB Fm. (5.6 to 8.6 cm/kyr) with a positive correlation between TOCs and the SRs (Fig. 7.14). The SRs of the Fallot Interval were strong compared to the rest of the MB Fm., but, they did not reach the threshold proposed by Tyson (2005) (> 20 cm/kyr). Therefore, for the Kilian Level and the Fallot Interval, the addition of another factor enhancing the OM sedimentation seems to be required. Moreover, it is interesting to observe the dilution impacted also the Jacob and Paquier levels in a minor way. In the Jacob Level, the condensation of OM is proposed for the Sauzeries section (Fig. 7.14; data from Ando et al., 2017), but not for the other ones. For the Paquier Level, the SRs were moderate compared to the rest of the MB Fm., but, relative to the other SRs for the MFS, they were relatively strong (Figs. 7.6A, 7.6B). So, in addition to other factors, these relatively strong SRs could have favored OM burial efficiency.

8.1.3. Nature of organic matter

The biomarker analysis allowed us to determine the nature of OM better than assessing the kerogen types using a Van-Krevelen diagram. Indeed, Rock-Eval pyrolysis induces some pitfalls when TOCs are low, especially regarding the HI (Espitalié et al., 1985). Concerning the MB Fm., the biomarkers reveal contrasted origins of OM in the various OLs: 1) dominant marine OM (Goguel Level in the distal sections, Caillaud et al., 2018) and low contents of marine OM (hemipelagites and the Niveau Noir Interval); and, 2) mixed marine and terrestrial OM in the Fallot Interval and the Kilian, Paquier and Jacob levels. The nature of OM was a crucial factor in the MB Fm. because of the processes of selective preservation of OM in marine sediments (Tyson, 1995; Burdige, 2006, 2007; Vandenbroucke and Largeau, 2007; Zonneveld et al., 2010; and reference therein). In fact, according to the molecular structures and the physical forms of the OM, the organic compounds are intrinsically labile or refractory. As a general rule, the terrestrial OM is more refractory and the marine OM is more labile in a marine environment, and, this selective preservation is amplified under oxic conditions (Burdige, 2005; Blair and Aller, 2012). In the MB Fm., it is proposed that the nature of organic compounds favored the OM enrichment in the Fallot Interval, and the Kilian, Jacob and Paquier levels (Fig. 7.16), by means of differential contribution of continental OM. In the Fallot Interval, the relatively strong burial of refractory OM under oxic conditions led to weak OM enrichment, and, contrariwise in the Kilian Level, the enrichment of OM was caused by the condensation of refractory OM. For the Jacob and Paquier levels, where the SRs were intermediate in comparison to the Fallot Interval and the Kilian Level, the organic enrichment was accounted for by the last factor to examine: the oxygenation level.

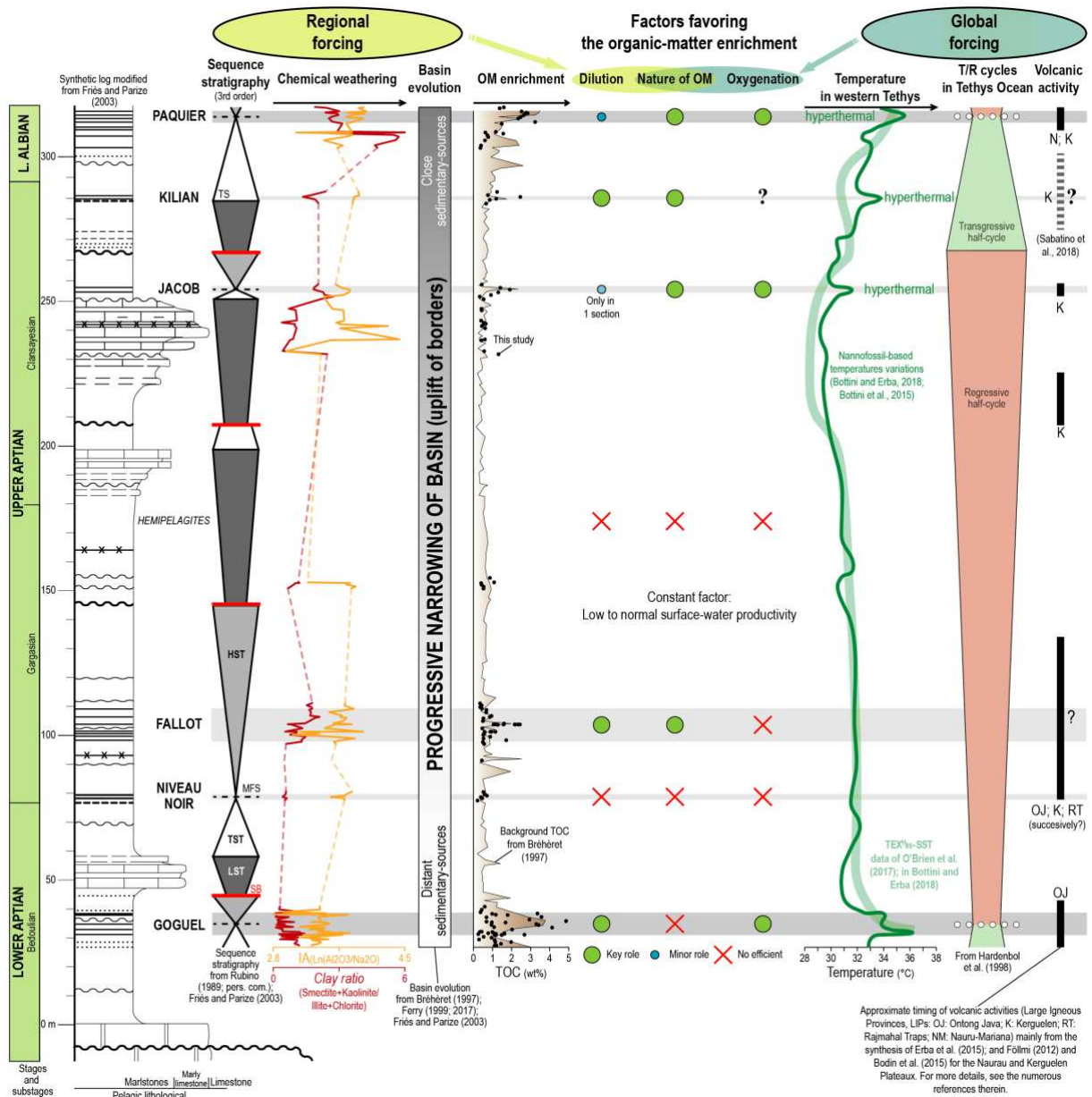


Figure 7.16: Synthesis of factors and processes which have controlled the OM sedimentation in the Aptian to Lower Albian interval of the MB Fm. The data used are cited on the figure. OLS display on the log type are not at scale.

8.1.4. Oxygenation

As known for a long time, the oxygenation conditions impact the sedimentation of OM in a major way (Schlanger and Jenkys, 1976; Desmaison and Moore, 1980; Pedersen and Calvert, 1990; Tyson, 1995; and reference therein). In the MB Fm., low-oxygen conditions allowed labile-OM preservation in the Goguel Level (Caillaud et al., 2018). Besides, the low-oxygen conditions in the Jacob Level led to the preservation of mixed OM with moderate SRs. In the Paquier Level, the strong accumulation of OM (highest average TOC MAR in the MB Fm., Fig. 7.14) can only be explained by the significant contribution of terrestrial compounds (strong continental runoff; Tribovillard and Gorin, 1991) coupled to sporadic anoxic conditions, which led to the preservation of mixed labile and refractory OM. Thus,

the relatively high SRs (compared to others MFS) induced strong TOC MARs (Fig. 7.14), but this important accumulation of organic carbon could not be fed by the surface-water productivity (low to normal in the Paquier Level, Fig. 7.7B).

To summarize, OM sedimentation in the MB Fm. was controlled by the interplay of three main factors, but, the formation of an OL was triggered by the conjunction of two factors at least (Dilution/Nature of OM; Dilution/Oxygenation; Nature of OM/Oxygenation).

8.2. Regional and global control onto organic matter sedimentation during the Aptian to Lower Albian

At first, the dilution seemed to be controlled by internal mechanisms of the Vocontian Basin. As demonstrated in the boxplots (Fig. 7.6A), the evolution of SRs was closely linked to the depositional context. Indeed, the slow SRs are observed at the MFS, and the strongest SRs corresponded to the HST. It is important to specify that all MFS did not show condensed sections, and that the lack of accurate chronostratigraphic data in the hemipelagites lead to a distorted view of the real impact of the tectono-eustatic sequences on the OM sedimentation. Another useful observation is about the relative sea-level when the OLs were deposited: all OLs were deposited in relative high sea-level context (TST, MFS or HST, Fig. 7.2). In the Vocontian Basin, it is supposed that low relative sea-levels did not favor OM preservation, maybe because of the strongest dilution by carbonated particles in the LST (Fig. 7.6A).

The coevolution of climatic conditions and basin physiography could have impacted the OM sedimentation. The weathering proxies about sedimentary sources (*clay ratio* and IA, Fig. 7.16) show a progressive increase during the interval studied. Whether for the IA (Nesbitt and Young, 1982; Von Eynatten et al., 2003) or for the *clay ratio* (Millot, 1964, Chamley, 1989), this trend is interpreted as an increase of chemical weathering intensity affecting the clastic-sediment sources. Logically, this evolution of on land weathering was probably induced by a warming of climatic conditions, in particular in the end of the Upper Aptian. It is consistent with the nannofossil-based temperatures variations of Bottini et al. (2015) and Bottini and Erba (2018) for the western Tethys, and also with the TEXH86-SST data of O'Brien et al. (2017, in Bottini and Erba, 2018), with the exception of the Goguel Level (Fig. 7.16). The OAE 1a corresponded to an optimum climatic (Föllmi, 2012, and reference therein), but, contrariwise of the Late Aptian and the Lower Aptian, the weathering proxies did not record a strong chemical weathering (Fig. 7.16). To understand this counter-intuitive result, it is proposed that one process could have superimposed onto the clay mineral record and terrigenous fraction, namely, the Vocontian Basin long-term evolution. According to previous works (Bréhéret, 1997; Ferry, 1999; 2017; Friès and Parize, 2003), the Vocontian Basin was impacted by a progressive closure during the Aptian and Albian, caused by the uplift of the Vivarais and Dauphiné platforms (Ferry, 1999; 2017) and the uplift of the Durancian Isthmus (Gignoux, 1925; Masse and Philip, 1976; Rubino, 1989; Hibsich et al., 1992). Consequently, the source-to-sink distance (sedimentary sources to deep basin) decreased during the Aptian to Lower Albian. Thus, it is assumed that: 1) the Goguel Level recorded a distal signature of mixed terrigenous-materials, because of the great distance of sedimentary sources, also reinforced by a

global high sea-level during the OAE 1a (Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998); and, 2) the progressive closure of the Vocontian Basin allowed to record the climatic changes on the nearby sedimentary-sources through the weathering proxies. This hypothesis is consistent with the terrestrial-OM contribution in the OLs. In fact, the Goguel Level exhibits a weak contribution of terrestrial OM only in the proximal sections of the basin (Caillaud et al., 2018), and the Niveau Noir Interval was composed of marine OM. However, the other OLs of the Upper Aptian comprise a significant proportion of terrestrial OM (see above). To summarize, the nature of OM, and more particularly the differential contribution of continental OM in the OLs, was controlled by: 1) the climatic conditions, which could have stimulated the production of terrestrial OM (warm and humid conditions, Fig. 7.16); and 2) the tectonic settings, which could have favored the export of terrestrial OM, depending on the distance of coastal shores.

Unlike the dilution and nature of OM, the oxygenation in the Vocontian Basin seems to have been controlled by global processes rather than regional forcing. The oxygenation factor seemed closely linked to the second order eustatism and mostly to the submarine-volcanic activities (Fig. 7.16). Indeed, it is observed: 1) a global high sea-level and the occurrence of the Ontong-Java Plateau during the deposition of the Goguel Level (OAE 1a); 2) approximately the maximum of the global regression in the Tethys Ocean coupled to the Kerguelen Plateau during the deposition of the Jacob Level; and, 3) a return of a global high sea-level context, contemporaneous of the Nauru and Kerguelen Plateaux, during the deposition of the Paquier Level.

As illustrated with the works of Bottini et al. (2015) and Bottini and Erba (2018), the Goguel, Jacob, and Paquier levels were marked by brief hyperthermal events (Fig. 7.16). Besides, the intense volcanic activity of the Kerguelen Plateau was highlighted by Sabatino et al. (2018) during the deposition of the Kilian Level, which was characterized by a hyperthermal event too and by oxygenation settings ambiguous in the Vocontian Basin (see section 7.6.6). Therefore, it is proposed that these global events have triggered the low oxygenated conditions during the MB Fm. deposition. The formation of giant submarine plateaux provoked the hyperthermal events observed in the Aptian to Lower Albian period (Fig. 7.16), and, associated to warming of surface-waters, the solubility of atmospheric oxygen decreased (Weiss, 1970). Moreover, the global high sea-level (Paquier and Goguel levels) could have increased the deepening of epicontinental sea like the Vocontian Basin, and accentuated the configuration favoring the development of oxygen-depleted deep areas. In the case of global sea-level fall in the Tethys Ocean (Jacob Level), the Vocontian Basin could have been partly isolated, involving a limited renewal of deep-waters. The isolation of the Vocontian Basin during a sea-level low stand was already considered by Bréhéret (1994) for the Jacob Level.

8.3. Non-uniform pattern for organic-matter sedimentation during global events

From numerous works available about the Tethys basins (Coccioni et al., 1990; 2006; Baudin et al., 1998; Leckie et al., 2002; Föllmi, 2012; Sabatino et al., 2015; 2018) and the North Atlantic (Trabucho

Alexandre, 2011), the comparison of the best expressed OLs (Goguel, Jacob, Kilian and Paquier Levels; TOC of 1-3 wt% on average) and their time equivalents (Livello Selli, Level 113, Kilian Level and Livello Urbino, TOC > 3 wt% on average) reveals that: 1) the nature of OM was totally different (exclusively marine), confirming that the nature of OM was partly controlled by local environmental factors; 2) the SRs were logically lesser in the deep oceans than in the epicontinental seas like the Vocontian Basin (0.22 to 0.47 cm/kyr for the 113 Level to Livello Urbino, Sabatino et al., 2018; and 0.12 to 0.27 cm/kyr for the Selli Level, Westermann et al., 2013), corroborating that the dilution depended of the location in the Tethys Ocean (platform vs. slope vs. deep basin); 3) the depositional conditions were dysoxic to anoxic in all black shales time-equivalents, induced by the emplacement of large igneous provinces as shown on the [Figure 7.16](#); and, 4) the surface-water productivity was strong in all black-shale time-equivalents (even if it was variable in the Kilian Level between the North Atlantic and the Tethys Ocean, Trabucho Alexandre et al., 2011; Sabatino et al., 2015), highlighting a global control like for the oxygenation conditions (probably the volcanic activity too, Larson and Erba, 1999; Leckie et al., 2002; Trabucho Alexandre et al., 2010; 2011).

We can thus hypothesize that the black shales of the Tethys Ocean were richer in OM because they were more condensed and the productivity was more intense than in the Vocontian Basin. The contrast of SRs was caused by the location within the Tethys Ocean, but the relatively low surface-water productivity of the Vocontian Basin is intriguing (Heimhofer et al., 2006; Caillaud et al., 2018; this study). Perhaps, this was the consequence of the position of Vocontian Basin within the Tethys Ocean. Indeed, the connection between the basin and the ocean was achieved through a relatively narrow seaway, which could outcome in limited renewal of bottom waters ([Fig. 7.1A](#), Bréhéret, 1997). During the mid-Cretaceous, the enhanced surface-water productivity in the North Atlantic and the Tethys oceans was partially fed by upwellings of Pacific-derived nutrient-rich seawater. The bottom waters were enriched in hydrothermal-origin micro-nutrients deriving from the large igneous provinces in the Pacific Ocean (Kerguelen and Ontong-Java plateaux, Trabucho Alexandre et al., 2010, 2011). Therefore, the low-to-normal surface-water productivity observed could be the consequence of the partial isolation of the Vocontian Basin. Finally, the comparison of the black shales in the Tethys and the OLs in the Vocontian Basin highlights that various processes could have favored the sedimentation of OM at the regional scale, nevertheless, a common process, the oxygenation level, was triggered by global volcanic events.

9. Conclusion

The detailed study of sediments moderately rich in OM allowed to assess the impact of key factors onto OM accumulation and preservation. In the Vocontian Basin, these factors (dilution, nature of OM, oxygenation conditions, productivity) explained the formation of OLs better than the classical depositional models of black shales formation (« expanded oxygen-minimum layer model » vs « stagnant-ocean model »). It is highlighted that at least two key factors have acted in conjunction each time an OL formed in the Vocontian Basin. In the case of the MB Fm., productivity was not high and thereby not a key factor. The sedimentation rates impacted the deposition of all OLs, in particular by concentrating the OM in sediments or by favoring the burial of OM below the oxidation front close to the sediment-water interface. The intrinsic nature of OM played an important role, because of a differential reactivity of the refractory terrestrial OM vs the labile marine OM. In addition to the previous factors, the low-oxygen conditions most probably favored the preservation of organic compounds.

The key factors were controlled by local and/or global processes. OM dilution/concentration seems to be linked to the sequence stratigraphy framework of the Vocontian Basin. The production of terrestrial OM was governed by climatic conditions on land, while the export of continental OM was induced by the progressive closure of the Vocontian Basin, reducing the source-to-sink run. The oxygenation conditions were tuned to the submarine-volcanic activity. The surface-water productivity, possibly regulated in the Tethys Ocean by hydrothermal micro-nutrients deriving from the large igneous provinces in the Pacific Ocean, was low to normal in the Vocontian Basin because of a limited renewal of bottom-waters. Although the occurrence of organic-rich sediments in the Tethyan basins were triggered by a global forcing, in particular in the case of OAEs, the processes which have furthered the accumulation and preservation of OM matter have been variable according to the basin studied.

10. References

- Algeo, T.J., Tribouillard, N., 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology* 268, 211–225.
- Ando, T., Sawada, K., Okano, K., Takashima, R., Nishi, H., 2017. Marine primary producer community during the mid-Cretaceous oceanic events (OAEs) 1a, 1b and 1d in the Vocontian Basin (SE France) evaluated from triaromatic steroids in sediments. *Organic Geochemistry* 106, 13-24.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., 1991. Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 535-545.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaudoin, B. (Eds.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms: Background and Plans for Research*. NATO ASI Series C 304, 75-119.
- Attewell P. B., Farmer I. W., 1976. *Principles of Engineering Geology*. Chapman and Hall, London.
- Baudin, F., Fiet, N., Coccioni, R., Galeotti, S., 1998. Organic matter characterisation of the Selli Level (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Cretaceous Research* 19, 701–714.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 261-308.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R., Cabrol, C., 1986. Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *CR Acad. Sci. Paris* 303, 713-718.
- Blair, N., Aller, R., 2012. The Fate of Terrestrial Organic Carbon in the Marine Environment. *Annual Review of Marine Science* 4 (1), 401-423.
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global and Planetary Change* 133, 238–253.
- Bohacs, K.M., Grabowski, G.J., Carroll, A.R., Mankiewicz, P.J., Miskell-Gerhardt, K.J., Schwalbach, J.R., Wegner, M.B., Simo, J.A.T., 2005. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 31-101.
- Bottini, C., Erba, E., 2018. Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past Discussions* 1–23.
- Bottini, C., Erba, E., Tiraboschi, D., Jenkyns, H.C., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2015. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. *Climate of the Past* 11 (3), 383-402.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach of facies interpretation*. Ph.D. thesis. University of Utrecht. Elsevier Publishers, Amsterdam, 168 pp.
- Bourbonniere, R.A., Meyers, P.A., 1996. Sedimentary geolipid records of historical changes in the watersheds and productivities of Lakes Ontario and Erie. *Limnology and Oceanography* 41, 352-359.
- Bout-Roumazeilles, V., Eisa C., Laurent L., Pierre D., 1999. Clay Mineral Evidence of Nepheloid Layer Contributions to the Heinrich Layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146 (1-4), 211-28.
- Bralower, T., Thierstein, H., 1984. Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology* 12 (10), 614-618.
- Bralower, T.J., Cobabe, E., Clement, B., Sliter, W.V., Osburn, C.L., Longoria, J., 1999. The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 418-437
- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D.J., Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M.S., Sager, W.W., Sliter, W.V., Stein, S. (Eds.) *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism*. Geophysical Monograph Series 77, 5–37, AGU, Washington, D.C.
- Bréhéret, J.G., 1994. The Mid-cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian Zone of the French Southeast Basin. In: Mascle, A. (Eds) *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, Special Publication EAPG 4, 295-320.
- Bréhéret, J.G., 1997. *L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les évènements anoxiques*. Ph.D. thesis. University of Tours, France. Publication Société Géologique du Nord 25, 614 pp.
- Brocks, J.J., Schaeffer, P., 2008. Okenane, a biomarker for purple sulfur bacteria (Chromatiaceae), and other new carotenoid derivatives from the 1640 Ma Barney Creek Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 1396–1414
- Bruneau, B., 2016. *Modélisation numérique de la sédimentation organique : réévaluation des processus gouvernant sa distribution au Jurassique inférieur en Europe*. Ph.D. thesis. UPMC Paris VI, 185 p.
- Burdige D.J. 2007. Preservation of organic matter in marine sediments: controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? *Chemical Reviews* 107 (2), 467-485.

- Burdige, D.J., 2005. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: A re-assessment. *Global Biogeochemical Cycles* 19.
- Burdige, D.J.; 2006. *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton University Press: Princeton.
- Caillaud, A., Quijada, M., Huet, B., Reynaud, J.-Y., Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Baudin, F., Chappaz, A., Adatte, T., Ferry, J.-N., Tribouillard, N. Heterogeneous record of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) in a diverticulum of the Tethys : the French Vocontian Basin. In prep.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*, Springer Verlag, Berlin.
- Clifford, D.J., Clayton, J.L., Sinnighe Damsté, J.S., 1998. 2,3,6-/3,4,5-trimethyl substituted diaryl carotenoid derivatives (Chlorobiaceae) in petroleums of the Belarussian Pripyat River Basin. *Organic Geochemistry* 29, 1253–1267.
- Coccioni, R., Franchi, R., Nesci, O., Perilli, N., Wezel, F.C., Battistini, F., 1990. Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso (Appennino umbro-marchigiano). *Atti 2° Convegno Internazionale "Fossili*,
- Coccioni, R., Luciani, V., Marsili, A., 2006. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 66–92.
- Cotillon, P., Banvillet, M., Gaillard, C., Groshény, D., Olivero, D., 2000. Les surfaces à *Rhizocorallium* de l’Aptien inférieur sur la bordure méridionale du bassin vocontien (France Sud-Est), marqueurs de dynamiques locales ; leur relation avec un événement anoxique global. *Bull. Soc. géol. Fr.* 171, 229-238.
- Cranwell, P.A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II. *Organic Geochemistry* 11, 513-527.
- Creaney, S., Passey, Q.R., 1993. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework: American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin* 77, 386–401.
- Dauphin, L., 2002. Litho-, bio- et chronostratigraphie comparées dans le bassin vocontien, à l’Aptien. Ph.D. thesis. University of Lille I, France, 516 pp.
- Deconinck J.F., 1987. Minéraux argileux des faciès purbeckiens: Jura suisse et français, Dorset (Angleterre) et Boulonnais (France). *Annales de la Société Géologique du Nord* 56, 285-297.
- Deconinck, J.-F., 1984. Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura meridional et le domaine subalpine (France Sud-Est) ; comparaison avec le domaine Atlantique Nord. Ph.D. thesis. University of Lille, 150 pp
- Demaison, G., Moore, G.T., 1980. Anoxic environment and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, 64, 1179-1209.
- Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.C., Eglinton, G., 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature* 272, 216-222
- Dunoyer de Seconzac, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mémoires du service de la carte géologique d’Alsace et de la Lorraine* vol. 29., Strasbourg, pp. 320.
- Eglinton, G., Gonzalez, A.G., Hamilton, R.J., Raphael, R.A., 1962. Hydrocarbon constituents of the wax coatings of plant leaves – a taxonomic survey. *Phytochemistry* 1, 89–102.
- Emeis, K.C., Weissert, H., 2009. Tethyan-Mediterranean organic carbon-rich sediments from Mesozoic black shales to sapropels. *Sedimentology* 56, 247–266.
- Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, 9 (3), 483-501.
- Erba, E., Duncan, R.A., Bottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H.C., Malinverno, A., 2015. Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism, in: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, SPE511-15.
- Erbacher, J., Gerth, W., Schmiedl, G., Hemleben, C., 1998. Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian early Albian black shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research* 19, 805–826.
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D., Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature* 409, 325.
- Erbacher, J., Thurow, J., Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology* 24, 499-502
- Espitalié J., Deroo G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. l’Inst. Fr. Pétrol.* 40, 563-579.
- Espitalié, J., 1993. Rock Eval pyrolysis. In: Bordenave, M.L. (Eds) *Applied petroleum geochemistry*, Technip, Paris, 237-261.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 147-153.
- Evuluzione, Ambiente", Pergola, 25-30 ottobre 1987. *Tecnostampa*, 163-201.

- Farrimond, P., Telnæs, N., 1996. Three series of rearranged hopanes in Toarcian sediments (northern Italy). *Organic Geochemistry* 25 (3–4), 165–177.
- Ferry, S., 1976. Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissement sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. Unpubl. Thèse III Cycle, University of Lyon, 144 pp.
- Ferry, S., 1999. Apports des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge crétacée rhodanienne. In "Actes des Journées scientifiques CNRS-ANDRA, Bagnols-sur-Cèze, 20-21 octobre 1997. EDP Sciences, Paris, 63-91.
- Ferry, S., 2017. Summary on Mesozoic carbonate deposits of the Vocontian Trough (Sub-alpine Chains, SE France). In: Granier, B. (Ed) Some key Lower Cretaceous sites in Drôme (SE France), *Carnets de Géologie*, Madrid, CG2017_B01, 9-42.
- Föllmi, K.B., (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35, 230–257
- Föllmi, K.B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorous burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* 23, 859-862
- Friedrich, O., Reichelt, K., Herrle, J.O., Lehmann, J., Pross, J., Hemleben, C., 2003. Formation of the Late Aptian Niveau Falot black shales in the Vocontian Basin (SE France): Evidence from foraminifera, palynomorphs, and stable isotopes. *Marine Micropaleontology* 49, 65–85.
- Friès, G. and Parize, O., 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology* 50 (6), 1231-1270.
- Friès, G., 1987. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomani. Ph.D. thesis. University of Paris 6, France. *Mémoire des Sciences de la Terre ENS Mines Paris* 4, 370 pp.
- Ghirardi, J., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Martinez, M., Bruneau, L., Amiotte-Suchet, P., Pucéat, E., 2014. Multi-proxy orbital chronology in the aftermath of the Aptian Oceanic Anoxic Event 1a: Palaeoceanographic implications (Serre Chaitieu section, Vocontian Basin, SE France). *Newsletters on Stratigraphy* 47 (3), 247-262.
- Gignoux, M., 1925. *Géologie Stratigraphique*. Masson et Cie, Paris.
- Giorgioni, M., Keller, C.E., Weissert, H., Hochuli, P.A., Bernasconi, S.M., 2015. Black shales – from coolhouse to greenhouse (early Aptian). *Cretaceous Research* 57, 716-731.
- Goldberg, K., Humayun, M., 2010. The applicability of the chemical index of alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 175-183.
- Graciansky, P.C de, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4 (5), 733-737.
- Guérin, S., 1981. Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages DSDP de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. Unpublished report, University of Nice, 198 pp.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113, 44–58.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C.D., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P.-C.D., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60, Charts 1-8.
- Harris, N. 2005. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 1-5.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Andersen, N., Weissert, H., 2004. Absence of major vegetation and palaeoatmospheric $p\text{CO}_2$ changes associated with oceanic anoxic event 1a (Early Aptian, SE France). *Earth Planetary Science Letters* 223, 303–318.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., Weissert, H., 2006. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235, 93–109.
- Herrle, J.O., Kössler, P., Bollmann, J., 2010. Palaeoceanographic differences of early Late Aptian black shale events in the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 367–376.
- Herrle, J.O., Köbler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C., 2004. High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): A stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters* 218, 149–161.
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Köbler, P., Hemleben, C., 2003. Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: Evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 399–426.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1992. Événements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* 163, 147-158.

- Hu, G., Hu, W., Cao, J., Yao, S., Liu, W., Zhou, Z., 2014. Fluctuation of organic carbon isotopes of the Lower Cretaceous in coastal southeastern China: Terrestrial response to the Oceanic Anoxic Events (OAE1b). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399, 352–362.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A., Herbert, T., 2010. Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology* 38 (10), 899-902.
- Husson, E., 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification - Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Ph.D. thesis. University of Montpellier, France. 326 pp.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (3), 1-30.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., 1989. Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *CR Acad. Sci. Paris* 309, 1031-1038.
- Köbler, P., Herrle, J.O., Appel, E., Erbacher, J., Hemleben, C., 2001. Magnetic records of climatic cycles from mid-Cretaceous hemipelagic sediments of the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research* 22, 321–331.
- Kübler, B., 1967. Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 1, 259-278.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity. *CR Acad. Sci. Paris* 331 (2), 75-89.
- Larson, R.L., Erba, E., 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses. *Paleoceanography* 14, 663–678.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17.
- Levert, F., Ferry, S., 1987. L’apport argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d’altération de l’héritage. *Géol. Alp., Mém. h.s.* 13, 209-2013.
- Levert, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d’argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, 1029-1038.
- Lu, H., Chen, T., Grice, K., Greenwood, P., Peng, P., Sheng, G., 2009. Distribution and significance of novel low molecular weight sterenes in an immature evaporitic sediment from the Jinxian Sag, North China. *Organic Geochemistry* 40 (8), 902–911.
- Malinverno, A., Erba, E., Herbert, T.D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli level) in the Cismon APTICORE. *Paleoceanography* 25, PA2203.
- Masse, J.-P., Bouaziz, S., Amon, E.O., Baraboshin, E., Tarkowski, R.A., Bergerat, F., Sandulescu, M., Platel, J.P., Canerot, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ziegler, M., Rimmle, G., Charrat, F., Faure-Muret, A., Ivanik, M., Jabaloy, A., Lamarche, J., Le Nindre, Y.M., Lewy, Z., Nikishin, A.A., Plotnikova, L., Vaslet, D., 2000. Early Aptian (112–114 Ma), map 13. In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds) *Atlas Peri-Tethys: palaeoenvironmental maps, Explanatory notes*, Paris, 268pp.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : revision du concept d’isthme durancien. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 18, 49-66.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeoocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10 (3), 593-610.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 1021.
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A., Caron, M., 1998. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian “Livello Selli” of the Alpine Tethys. *Paleoceanography* 13 (5), 530-545.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleo- limnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213-250.
- Millot G., 1964. *Géologie des argiles*. Paris, Masson, 499pp. English translation 1970, *Geology of Clays*. Springer, New York, 429 pp.
- Moldowan, J.M., Fago, F.J., Carlson, R.M.K., Young, D.C., an Duvne, G., Clardy, J., Schoell, M., Pillinger, C.T., Watt, D.S., 1991. Rearranged hopanes in sediments and petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (11), 3333–3353.
- Montero-Serrano, J.C., Föllmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Tribovillard, N., Fantasia, A., Suan, G., 2015. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 429, 83-99.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- O’Brien, C.L., Robinson, S.A., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., Lunt, D.J., Alsenz, H., Bornemann, A., Bottini, C., Brassell, S.C., Farnsworth, A., Forster, A., Huber, B.T., Inglis, G.N., Jenkyns, H.C., Linnert, C., Littler, K., Markwick, P., McAnena, A.,

- Mutterlose, J., Naafs, B.D.A., Püttmann, W., Sluijs, A., van Helmond, N.A.G.M., Vellekoop, J., Wagner, T., Wrobel, N.E., 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews* 172, 224–247.
- Okano, K., Sawada, K., Takashima, R., Nishi, H., Okada, H., 2008. Further examples of archaeal-derived hydrocarbons in mid-Cretaceous oceanic anoxic event (OAE) 1b sediments. *Organic Geochemistry* 39, 1088–1091.
- Otto, A., Simoneit, B.R.D., 2001. Chemosystematics and diagenesis of terpenoids in fossil conifer species and sediment from the Eocene Zeitz Formation, Saxony, Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 3505–3527.
- Ourisson, G., Albrecht, P., Rohmer, M., 1979. The Hopanoids: palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. *Pure Applied Chemistry* 51, 709–729.
- Pedersen, T.F., Calvert, S.E., 1990. Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks? *AAPG Bulletin* 74, 454–466.
- Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M., 2005. *The Biomarker Guide*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C., Verga, D., 1999. Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 352–370.
- Radke, M., Welte, D.H., 1983. The Methylphenanthrene Index (MPI): a maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. In : Bjørøy, P., Albrecht, P., Cornford, C. (Eds.). *Advances in Organic Geochemistry 1981*, Wiley, Chichester, 504–512.
- Radke, M., Willsch, H., Leythaeuser, D., Teichmüller, M., 1982. Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46 (10), 1831–1848.
- Rampen, S.W., Abbas, B.A., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2010. A comprehensive study of sterols in marine diatoms (Bacillariophyta): implications for their use as tracers for diatom productivity. *Limnology and Oceanography* 55, 91–105
- Requejo, A.G., Allan, J., Creaney, S., Gray, N.R., Cole, K.S., 1992. Aryl isoprenoids and diaromatic carotenoids in Paleozoic source rocks and oils from the Western Canada and Williston Basins. *Organic Geochemistry* 19 (1-3), 245–264.
- Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Tribouillard, N., 2014. Controls on Detrital Sedimentation in the Cariaco Basin during the Last Climatic Cycle: Insight from Clay Minerals. *Quaternary Science Reviews* 94, 62–73.
- Ricou, L.E., Lamotte, F. de, 1986. Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes-Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Geol. Dyn. Géog. Phys. Paris* 27 (3-4), 237–245.
- Rubino, J.-L., 1989. Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In: Ferry, S. and Rubino, J.-L. (Eds) *Mesozoic Eustasy on Western Tethyan Margins. Post-Meeting Field Trip in the “Vocontian Trough”*. ASF, Publ. Spéc. 12, 28–45.
- Sabatino, N., Coccioni, R., Salvagio Manta, D., Baudin, F., Vallefucio, M., Traina, A., Sprovieri, M., 2015. High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian-early Albian oceanic anoxic event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426, 319–333.
- Sabatino, N., Ferraro, S., Coccioni, R., Bonsignore, M., Del, M., Tancredi, V., Sprovieri, M., 2018. Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 495, 163–170.
- Sageman, B.B., Murphy, A.E., Werne, J.P., Ver Straeten, C.A., Hollander, D.J., Lyons, T.W., 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle-Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology* 195, 229–273.
- Sanfourche, J., Baudin, F., 2001. La genèse des événements anoxiques de la période moyenne du Crétacé. Examen de l’hypothèse du mécomictisme océanique, *Ann. Soc. Geol. du Nord*, T. 8 (2e série), 107–119.
- Scalan, R. S. and Smith, J. E., 1970 An improved measure of the odd-to-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 611–20.
- Schaeffer, P., Adam, P., Wehrung, P., Albrecht, P., 1997. Novel aromatic carotenoid derivatives from sulfur photosynthetic bacteria in sediments. *Tetrahedron Letters* 38, 8413–8416.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic event: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw* 55, 179–188.
- Schouten, S., van der Maarel, M.J.E.C., Huber, R., Sinninghe Damsté, J.S., 1997. 2,6,10,15,19-Pentamethylcosenes in *Methanolobus bombayensis*, a marine methanogenic archaeon, and in *Methanosarcina mazei*. *Organic Geochemistry* 26, 409–414.
- Simoneit, B. R. D. 1986. Cyclic terpenoids of the geosphere. In: Johns, R.B. (Ed.), *Biological Markers in the Sedimentary Record*. Elsevier, Amsterdam, pp. 43–99
- Smith, F.A., Wing, S.L., Freeman, K.H., 2007. Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene–Eocene thermal maximum: the role of plant community change. *Earth and Planetary Science Letters* 262, 50–65.
- Souquet, P., 1978. Présentation d’une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7 (5), 711–712.

- Sperazza, M., Moore, J.N., Hendrix, M.S., 2004. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very Fine-Grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research* 74 (5), 736-743.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159-204.
- Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2012. Late Barremian-Early Aptian paleoenvironmental change: the Cassis-La Bédoule section (SE France). *Cretaceous Research* 37, 209-222.
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G.A., van der Zwan, K.J., van de Wal, R.S.W., Dijkstra, H.A., DE BOER, P.L., 2010. The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs. *Paleoceanography* 25, PA4201.
- Trabucho Alexandre, J.T., Van Gilst, R.I., Rodríguez-López, J.P., De Boer, P.L., 2011. The sedimentary expression of oceanic anoxic event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology* 58, 1217-1246.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V., Tribouillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* 71, 858-862.
- Tribouillard, N., Algeo, T., Lyons, T.W., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology* 232, 12-32.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation – Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology* 324-325, 46-58.
- Tribouillard, N.P., 1989. Sédimentation rythmique dans les Marnes Bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien (France Sud-Est). In: Cotillon, P. (Eds) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé*, Géobios Spec. Publ 11, 213-224.
- Tribouillard, N.P., 1989. Sédimentation rythmique dans les Marnes Bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien (France Sud-Est). In: Cotillon, P. (Eds) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé*, Géobios Spec. Publ 11, 213-224.
- Tribouillard, N.P., Gorin, G.E., 1991. Organic facies of the early Albian Niveau Paquier, a key black shales horizon of the Marnes Bleues formation in the Vocontian Trough (Subalpine Ranges, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85, 227-237.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 p.
- Tyson, R.V., 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic Geochemistry* 32, 333-339.
- Tyson, R.V., 2005. The “productivity versus preservation” controversy: cause, flaws, and resolution. In: Harris, N.B. (Eds) *The Deposition of Organic-carbon-rich Sediments: Models, Mechanisms and Consequences*. Special Publications of SEPM, 17-33.
- Van Buchem, F.S., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J., Yose, L.A., 2010. Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian – Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. *GeoArabia Special Publication* 4, 9-48.
- Vandenbroucke, M., Largeau, C., 2007. Kerogen origin, evolution and structure. *Organic Geochemistry* 38, 719-833.
- Volkman, J.K., Maxwell, J.R., 1986. Acyclic isoprenoids as biological markers. In: Johns, R.B. (Ed.), *Biological Markers in the Sedimentary Record*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-46.
- Von Eynatten, H., Barcelo-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology* 35, 231-251.
- Weissert, H., 1990. Siliciclastics in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans: documents of periodic greenhouse climate conditions. *Memorie – Società Geologica Italiana* 44, 59-69.
- Westermann, S., Stein, M., Matera, V., Fiet, N., Fleitmann, D., Adatte, T., Föllmi K.B., 2013. Rapid changes in the redox conditions of the western Tethys Ocean during the early Aptian oceanic anoxic event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 121, 467-486
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petrol. Mij., Den Haag, 239 pp.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., Kasten, S., Eglinton, T.I., Emeis, K.-C., Huguët, C., Koch, B.P., De Lange, G.J., De Leeuw, J.W., Middelburg, J.J., Mollenhauer, G., Prah, F.G., Rethemeyer, J., Wakeham, S.G., 2010. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences* 7, 483-511.

11. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO

La formation des Marnes Bleues affiche des proportions d'argiles très faibles (< 1% de la composition totale des sédiments, ~ 1% de la fraction terrigène). Comme pour la formation des Terres Noires, il n'y a pas de relation entre la nature des argiles et les dépôts organiques. Il est fait la même observation que pour le Faisceau Goguel et l'Oxfordien des Terres Noires : les niveaux organiques affichent des teneurs en silts plus élevées, et, à l'inverse, des teneurs en carbonates plus faibles (Fig. 7.5B).

12. Rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO

Bien que certains dépôts organiques affichent des contributions terrestres importantes (Fig. 7.9), ils ne sont pas liés à des processus gravitaires. De même, la fraction terrigène de ces niveaux n'affiche pas des proportions de sables ou un mode granulométrique plus élevés (Fig. 7.5B). Cela implique que la MO terrestre de ces niveaux organiques n'a pas été transportée en domaine marin distal par des processus gravitaires.

13. Position des niveaux organiques dans une logique séquentielle

La position des niveaux organiques est discutée dans la section 7.6.8 de ce chapitre. On peut constater que les surfaces d'inondation (MFS) correspondent aux plus forts contenus organiques dans les sédiments, ainsi qu'aux plus fortes teneurs en silts. Cependant, toutes les MFS ne sont pas des niveaux organiques, puisque le Niveau Noir est pauvre en MO (Fig. 7.6B). De même, la nature de la MO ne semble pas liée à une quelconque place dans une séquence stratigraphique de 3^e ordre, puisque que les quatre niveaux correspondant à des MFS affichent des MO de natures différentes (Faisceau Goguel et Niveau Noir : MO marine ; niveaux Paquier et Jacob : MO marine et terrestre). Dans le Bassin Vocontien, la seule conclusion que l'on peut faire à propos de la place des dépôts organiques dans les séquences stratigraphiques de 3^e ordre est qu'ils se sont tous déposés en contexte de haut niveau marin relatif (Fig. 7.2).

14. Déterminisme pour chaque dépôt organique ?

À partir de la méthode statistique du NMDS (« multidimensional scaling » non-métrique, même méthode utilisée dans le chapitre 6, section 4.7), il est possible de visualiser une matrice de proximité calculée à partir de 28 paramètres sur 131 échantillons des Marnes Bleues (Figs. 7.17A, 7.17B). Cette méthode statistique apporte deux informations majeures :

- Les niveaux organiques sont situés dans des zones différentes les uns des autres, à l'exception du Niveau Kilian (Fig. 7.17A). Cela confirme le fait que chaque niveau organique a une

signature particulière, et qu'il est cohérent d'envisager un déterminisme unique pour chaque dépôt organique.

- Les cortèges sédimentaires semblent également avoir une répartition qui leur est propre, à l'exception du TST (Fig. 7.17B). Malgré la monotonie des Marnes Bleues à l'affleurement, les paramètres de géochimie sédimentaire montrent des différences subtiles au sein du découpage stratigraphique proposé dans la littérature (*Rubino, 1989 ; com. pers. en 2017 ; Friès et Parize, 2003*), ce qui rend ces travaux d'autant plus robustes.

Cette méthode statistique valide le fait qu'il faut mieux chercher un déterminisme propre à chaque dépôt organique plutôt qu'un modèle unique de préservation de la MO dans le cas des Marnes Bleues.

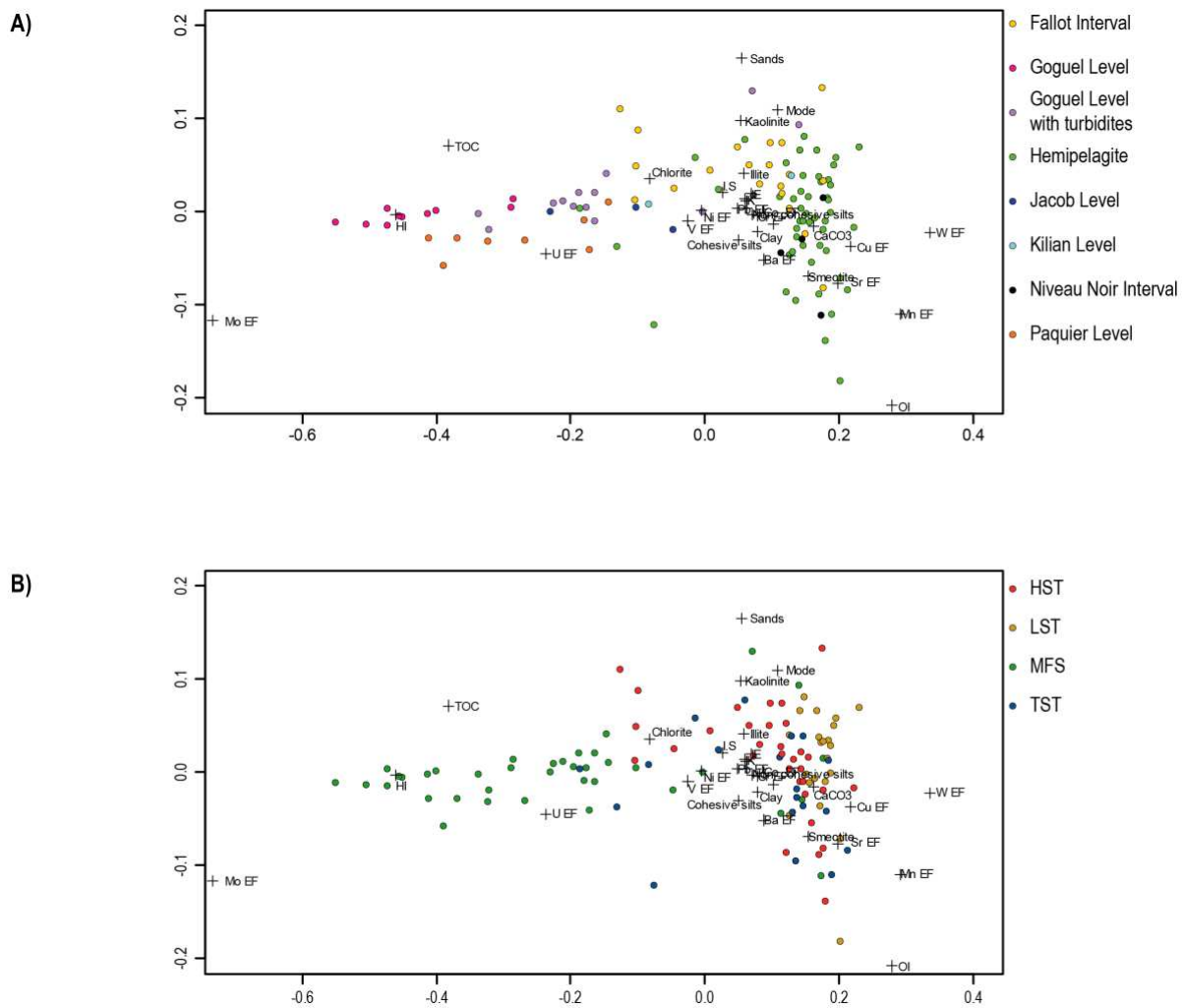


Figure 7.17 : Analyse NMDS du jeu de données des Marnes Bleues : A) échantillons discriminés par groupes (niveaux organiques et hémipélagites) ; B) échantillons discriminés par cortèges sédimentaires.

Chapitre 8 - Synthèse et conclusions

1. Problématiques et principaux résultats

La thématique initiale de cette thèse portait sur la sédimentologie des dépôts organiques en milieu marin, avec trois problématiques précises qui étaient : 1) les modalités de transport de la matière organique (MO) terrestre en domaine marin profond, en lien avec la fraction argileuse et avec les sédiments gravitaires ; 2) le rôle des argiles sur la préservation de la MO ; et 3) l'évolution du cortège organique dans une logique séquentielle le long d'une marge continentale. Afin d'aborder ces problématiques, les formations mésozoïques des Terres Noires (TN) et des Marnes Bleues (MB) du Bassin du Sud-Est de la France ont été étudiées. Les outils utilisés ont été, outre bien entendu un travail de terrain non négligeable, des pyrolyses Rock-Eval, des analyses granulométriques de la fraction terrigène, des déterminations minéralogiques du cortège argileux, des analyses élémentaires et des analyses de géochimie organique.

Le Faisceau Goguel (OAE 1a, début Aptien, MB) a été étudié sur 4 coupes le long de l'ancienne pente du Bassin Vocontien. Il a été démontré que la MO enregistrée dans ce niveau organique était majoritairement d'origine marine, malgré la présence de turbidites au sein du faisceau. Sur les coupes proximales, une légère contribution terrestre dans le cortège organique a été mise en évidence grâce aux biomarqueurs. L'étude des coupes distales a permis de proposer un modèle de dépôt pour le Faisceau Goguel qui montre une stratification de la colonne d'eau et une anoxie périodique du fond du bassin. Il a aussi été démontré un double effet négatif des turbidites sur la préservation de la MO : une dilution du contenu organique associée à une oxygénation post-dépôt des sédiments sous-jacents.

Dans le but d'étudier les variations du cortège organique le long d'un transect proximal-distal, les TN de l'intervalle Oxfordien inférieur-moyen ont été échantillonnées dans le Jura, dans les chaînes subalpines septentrionales et dans le centre du Bassin Subalpin (région de Veynes). L'approche multifactorielle de cet intervalle a permis de mettre en avant des changements subtils dans la sédimentation du Bassin Subalpin à la transition Oxfordien inférieur-moyen, ainsi qu'un enrichissement modeste en MO de la coupe distale en comparaison des autres environnements de dépôts. Le cortège organique de l'Oxfordien inférieur est composé de MO terrestre et de MO fossile (remaniements possibles de charbons carbonifères), mais les très forts taux de sédimentation diluent cet apport organique (COT ~ 0.8 wt%). L'accumulation de MO et les marqueurs moléculaires de MO terrestre chutent de façon drastique à la transition entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen, alors qu'au même moment d'autres paramètres montrent également des variations significatives (granulométrie, chimie de l'eau, indices climatiques, sources sédimentaires). Lors de la transition Oxfordien inférieur-moyen, l'ouverture du corridor hispanique provoqua la mise en place d'un courant équatorial, entraînant une rupture partielle du cycle de méga-mousson existant au nord de la Téthys. Cet événement, qui modifia

la configuration océanographique de la Téthys et les climats des zones émergées péri-téthysiennes, est manifestement bien enregistré dans un bassin hémipélagique tel que le Bassin Subalpin.

Les niveaux organiques de la formation des MB ont également été analysés *via* notre approche multifactorielle. Il en est ressorti que les facteurs impactant l'enrichissement organique des sédiments sont le taux de sédimentation, la nature intrinsèque de la MO et l'oxygénation du milieu, alors que la productivité primaire marine semble avoir été constamment faible à normale. Tous les niveaux organiques se sont déposés dans un contexte transgressif, et il a été démontré que ces facteurs étaient régis par des processus régionaux et/ou globaux.

2. Synthèse des résultats en fonction des axes de réflexion de la thèse

2.1. Rôle des argiles dans le transport et la préservation de la MO

Les résultats de granulométrie se sont montrés très surprenants puisque les sédiments des deux formations contiennent moins de 1% d'argiles (< 2 µm). Il s'agit en fait de siltites ou de marnes (si CaCO₃ > 35%). Les dépôts organiques des MB montrent bien un mode granulométrique légèrement plus faible que celui des TN, mais la proportion argileuse n'augmente pas. Il n'y a aucune indication de relation entre les argiles et la MO dans cette étude, que ce soit pour : 1) le transport de la MO, car il n'y a pas de variation horizontale des proportions d'argiles en lien avec le cortège organique ; ou pour 2) la préservation de la MO, car il n'a aucune corrélation positive entre les TOC et les proportions d'argiles. Le cortège argileux a permis de déterminer les proportions des minéraux argileux présents de les sédiments, mais, les proportions d'argiles étant très faibles, les proportions de ces minéraux le sont également, rapportées au poids total de la roche (et non pas seulement en proportion de la classe granulométrique des argiles). Encore une fois, aucune relation n'est apparue en comparant ces proportions de minéraux argileux aux cortèges organiques. A partir des travaux de Bréhéret (1997), il était envisagé que les dépôts organiques des MB contiennent plus de smectite (minéral avec une grande capacité d'adsorption, notamment dans l'espace interfoliaire, voir chapitre 2). Dans les faits, les niveaux organiques ne sont pas plus enrichis en smectite par rapport à l'encaissant marneux. Le meilleur exemple en est le Faisceau Goguel de la coupe de Sauzeries, qui affiche les COT les plus élevés, mais également une absence de smectite (effet de source possible, voir chapitre 5). La distribution des argiles semble donc plutôt liée à des grandes tendances climatiques et/ou tectoniques sur de longs intervalles de temps (Oxfordien inférieur à moyen pour les TN ; Aptien à début Albien pour les MB), mais elle est également très dépendante des effets de sources sédimentaires comme peut le montrer l'exemple de la coupe de Sauzeries. Dans notre cas d'étude, quelle que soit la nature de la MO, ses modalités de transport et de préservation ne sont pas liées aux argiles.

2.2. Rôle des turbidites dans le transport et la préservation de la MO

Le transport de MO terrestre par des dépôts gravitaires n'a pas été mis en évidence dans le cas du Faisceau Goguel, seul niveau organique avec des sédiments gravitaires. En effet, comme l'atteste les

données Rock-Eval mais surtout les biomarqueurs moléculaires, sur les trois coupes où ce niveau organique est interstratifié avec des turbidites, la MO est principalement d'origine marine, avec une empreinte terrestre uniquement visible sur les deux coupes proximales. Au contraire, d'autres niveaux organiques (Jacob, Kilian, Paquier) de la formation des MB sont enrichis en MO terrestre, mais, à l'affleurement, ils ne montrent pas de relations avec des dépôts gravitaires. De même, la formation des TN affiche un flux énorme de MO terrestre accumulée, alors qu'il n'y a pas de dépôts gravitaires dans la coupe profonde étudiée. Dans le Bassin du Sud-Est, la MO terrestre déposée en domaine distal n'a pas été transportée par des dépôts gravitaires. Pour la formation des TN, il est proposé que des conditions humides associées à un fort ruissellement sur les zones sources aient favorisé l'export et la production de MO terrestre. Dans le cas des MB, des conditions climatiques humides sur les terres émergées en même temps qu'une progressive fermeture du bassin auraient pu faciliter la production et l'export de MO terrestre par rapprochement des sources sédimentaires.

Si le rôle des turbidites dans le transport de la MO terrestre n'a pas pu être mis en évidence dans le cadre de cette thèse, un effet des courants gravitaires est tout de même apparu : l'effet destructeur des turbidites sur la MO. Dans le cas du Faisceau Goguel (OAE 1a), quand les turbidites sont présentes au sein du faisceau, elles ont dilué le contenu organique du sédiment. Ces apports de masses d'eaux oxygénées provenant des plate-formes adjacentes ont pu briser la stratification de la colonne d'eau et ventiler le fond du bassin, dysoxique à anoxique durant l'OAE 1a. De plus, la présence de dépôts turbiditiques a pu provoquer une probable diffusion d'O₂ dissous dans les sédiments sous-jacents (effet « burn-down »).

2.3. Sédiments organiques dans une logique séquentielle

La disposition des dépôts organiques dans différentes séquences stratigraphiques de 3^e ordre d'environ ~2 Ma (Dauphin, 2002) a été examinée dans la formation des MB. L'étude de la coupe composite distale des TN correspond également à une séquence stratigraphique de 3^e ordre d'une durée approximativement équivalente (Boulila et al., 2010 ; 2011), mais l'enregistrement sédimentaire de cette séquence fût très certainement marqué par un événement à la transition Oxfordien inférieur-moyen qui se surimposa (chapitre 6). Il est observé que les niveaux organiques (TOC > 1 wt%) sont présents uniquement en contexte de haut marin relatif. Il est aussi constaté que certains paramètres sont cohérents avec la logique séquentielle de 3^e ordre du bassin, tel que le mode granulométrique et les variations du taux de sédimentation. Les cortèges de dépôts contenant les plus forts COT sont ceux qui affichent les plus fortes proportions de silts dans les sédiments, ce qui peut impliquer une relation silts-MO dans les processus de transports. Il existe aussi une corrélation positive entre la teneur en silts et l'accumulation de MO terrestre dans les TN, mais elle est peut-être liée aux conditions océanographiques spécifiques de l'Oxfordien inférieur dans le Bassin Subalpin (courants profonds intenses). Même si les plus forts enrichissements organiques correspondent aux surfaces d'inondations (MFS), il est important de préciser que toutes les MFS ne sont pas des niveaux organiques (exemple du Niveau Noir). De même, un certain nombre de paramètres ne semblent pas dépendre, au moins en partie, de la logique séquentielle

dans les MB : 1) la productivité primaire, toujours constante ; 2) l'anoxie, certes présente durant certaines MFS, mais absente dans le cas du Niveau Noir ; et, 3) la nature de la MO, qui est par exemple totalement différente pour les 3 niveaux organiques correspondants à des MFS. De fait, aucun modèle simple ne peut être dégagé pour la formation des niveaux organiques dans les MB, car, les modèles de « productivité » et de « préservation » mis en avant dans les précédentes études (voir chapitre 7) ne permettent pas d'intégrer tous les paramètres déterminants pour la formation des dépôts organiques.

2.4. Facteurs contrôlant la sédimentologie de la MO en domaine marin distal

A travers l'étude de la formation des MB, 3 facteurs clés ont été mis en évidence dans les mécanismes de formation des dépôts organiques : le taux de sédimentation, l'oxygénation et la nature de la MO. La productivité primaire marine est souvent présentée comme un facteur important dans le processus de sédimentologie de la MO, mais, dans le Bassin du Sud-Est de la France, elle était constamment faible à normale. A partir de l'étude multi-factorielle de chacun des niveaux organiques, il a été proposé que la combinaison de 2 facteurs facilite l'enrichissement en MO dans les sédiments. Ces facteurs semblent guidés par des processus ayant des ordres de grandeurs variables. Les apports sédimentaires, qui peuvent diluer ou concentrer la MO, sont en lien avec l'évolution régionale du bassin (*c.à.d.* avec les séquences stratigraphiques de 3^e ordre). La nature de la MO semble être impactée par l'évolution physiographique du bassin (processus régional) et par les tendances climatiques (processus global), ce qui peut éventuellement favoriser la production et l'export de MO terrestre vers le bassin distal. Enfin, il apparaît que les périodes de faible oxygénation dans le bassin profond aient été contemporaines de la mise en place grandes provinces magmatiques, ce qui rend ce facteur indépendant des mécanismes régionaux dans le cas des MB.

3. Conclusions générales

Cette étude apporte des éléments à la compréhension de la sédimentologie des dépôts organiques dans les bassins hémipélagiques avec les conclusions suivantes :

- Il n'y a pas de relation évidente entre le cortège organique et la granulométrie et minéralogie des argiles, car les argiles représentent ici moins de 1% de la composition des sédiments. Dans ce cas d'étude, cela implique que les argiles n'aient pas joué un rôle déterminant dans le transport et/ou la préservation de la MO en domaine marin. La seule relation granulométrique observée est une proportion plus élevée de silts dans les sédiments les plus riches en MO, à la fois dans l'Oxfordien inférieur des TN et dans les niveaux organiques des MB. La MO a peut-être été transportée par les mêmes processus qui régissent le transport des particules silteuses en domaine marin.
- La présence de dépôts gravitaires dans des niveaux organiques ne signifie pas obligatoirement que la MO enregistrée ait une origine terrestre (cas du Faisceau Goguel, formation des MB).

Néanmoins, les turbidites peuvent avoir un effet négatif sur la préservation de la MO marine, en oxygénant le fond du bassin et en oxydant, après leur dépôt, les sédiments sous-jacents. Les niveaux organiques contenant de la MO terrestre (Jacob, Kilian, Paquier) ne montrent aucune relation avec des dépôts gravitaires, donc, de la MO terrestre peut être déposée en conditions marines distales sans avoir été transportée par des processus gravitaires.

- Aucun lien systématique entre la nature de la MO et la stratigraphie séquentielle de 3^e ordre n'a pu être mis en évidence mais, tous les niveaux organiques se sont déposés en contexte de haut niveau marin relatif (en revanche, tous les hauts niveaux marins ne sont pas des horizons riches en MO). Dans ces cas d'études, l'accumulation de MO terrestre en domaine marin distal peut s'expliquer par des conditions climatiques humides couplées à une dynamique océanographique ou structurale spécifique (courants profonds intenses, TN ; fermeture progressive du bassin aboutissant à un rapprochement des sources sédimentaires, MB).
- Il est mis en avant que 3 facteurs clés peuvent favoriser la formation de dépôts organiques en bassin hémipélagique : 1) le taux de sédimentation, qui peut concentrer ou enfouir rapidement la MO dans les sédiments ; 2) la nature intrinsèque des composés organiques, qui sont plus ou moins facilement dégradables en conditions oxiées (MO terrestre réfractaire vs MO marine labile) ; et 3) l'oxygénation, qui peut conduire à une préservation rapide de la MO en conditions anoxiques. La productivité primaire marine, déterminante dans la formation de certains niveaux de black shales téthysiens, fut manifestement constamment faible à normale durant le dépôt des TN et des MB.
- Une combinaison d'au moins deux facteurs clés semble nécessaire dans la formation d'un dépôt organique, comme le démontrent les niveaux organiques dans la formation des MB. Dans le cas de la formation des TN, il y avait certes une très forte contribution de MO terrestre, mais il a manqué un autre facteur déterminant afin de pouvoir former un sédiment organique. De plus, toutes les combinaisons de facteurs n'aboutissent pas au même enrichissement organique. Ainsi, c'est l'anoxie du fond du bassin qui a engendré les plus forts COT, comme c'est le cas dans le Faisceau Goguel et le Niveau Paquier (formation des MB).

Les facteurs clés mis en avant dans la formation des dépôts organiques dans ce bassin hémipélagique sont guidés par l'évolution de la physiographie du bassin et par la mise en place des grands plateaux basaltiques sous-marins de la partie moyenne du Crétacé. Ces derniers sont très vraisemblablement à l'origine d'événements anoxiques mondiaux (OAEs) dans les océans, marqués notamment par le dépôt de black shales dans la Téthys et dans l'Atlantique Nord. L'oxygénation est le facteur déterminant pour la formation de ces black shales et pour les niveaux organiques correspondants dans le Sud-Est de la France. Il s'agit donc d'un paramètre de premier ordre. Toutefois, d'autres mécanismes entrent en jeu, puisque certains black shales de la Téthys enregistrent une très forte productivité primaire marine, au contraire des niveaux organiques du Vocontien. Ainsi, même si les dépôts les plus riches en contenu

organique se sont formés en conditions anoxiques dans les bassins téthysiens, d'autres mécanismes peuvent favoriser ou inhiber la préservation de la MO. Dans le cas d'un bassin hémipélagique comme le Bassin du Sud-Est de la France, l'anoxie ne garantit pas un enrichissement en MO si un autre facteur clé (taux de sédimentation, nature de la MO, productivité primaire marine) ne s'enclenche pas.

Annexes

Exemple d'un dépôt organique de la fin du Barrémien : le Niveau Taxy de Cassis-La Bédoule en Provence, France

Avant-propos

Dans le cadre d'une collaboration avec Anthony Tendil, Cyprien Lanteaume (Aix-Marseille Universités, CEREGE) et Camille Frau (Groupement d'Intérêt Paléontologique de Toulon), nous avons pu récupérer des échantillons de la fin du Barrémien provenant de la coupe de La Bédoule, des Monts de Provence (Mont Ventoux et Montsalier) et des environs de Sisteron (Fig. A). Il est connu un niveau riche en matière organique (MO) sur la coupe de La Bédoule : le Niveau Taxy (Masse et Machnour, 1998 ; Stein et al., 2012). L'objectif de cette collaboration était de comparer des échantillons du Niveau Taxy avec des échantillons de la même zone à ammonites (*Sarasini*) provenant d'autres coupes, afin d'en déterminer les conditions de dépôts. Ce travail a été réalisé via l'encadrement d'un stagiaire de master 1, Amine Mohammed Mamouni. Dans cette section annexe, les principaux résultats sont discutés et comparés à l'étude multi-facteurs réalisées dans la formation des Marnes Bleues. Les données apportent notamment un éclairage sur le rôle du facteur « oxygénation » dans le modèle proposé dans le chapitre 7.

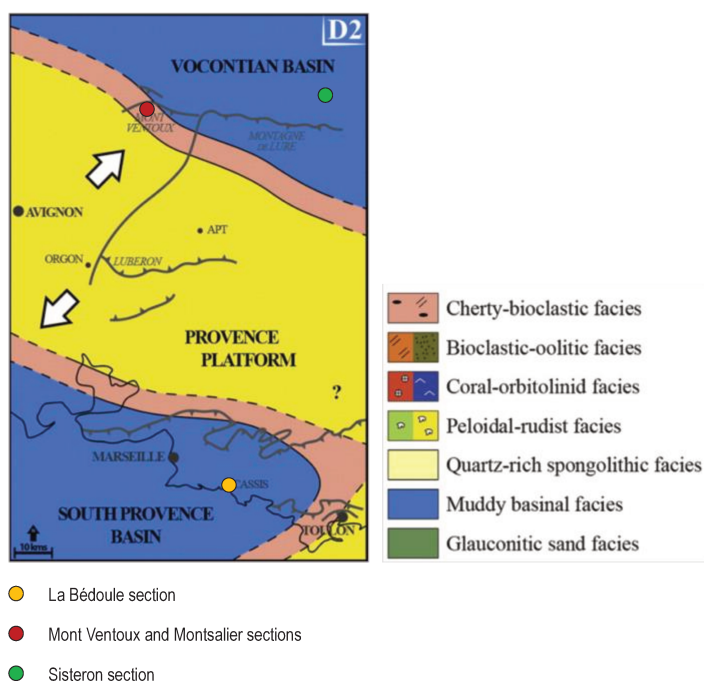


Figure A : Paléogéographie de la plate-forme urgonienne durant le Barrémien terminal avec la localisation des coupes étudiées (Frau et al., 2017, et références à l'intérieur).

Le Niveau Taxy de Cassis-La Bédoule

La coupe de La Bédoule (Fig. A) est située dans le bassin sud-provençal. Durant le Barrémien supérieur, la Provence est marquée par le dépôt de la plate-forme urgonienne, vaste plate-forme carbonatée correspondant à des calcaires massifs blancs, contenant principalement des rudistes et des coraux. A la fin du Barrémien, le bassin sud-provençal subit un approfondissement (Masse, 1976). A cette époque, la plate-forme urgonienne de Provence sépare le bassin sud-provençal du Bassin Vocontien (Fig. A).

Les données acquises sur la coupe de La Bédoule sont disponibles dans les Tables A, B, C, D, E et affichées sur les Figs. B et C. Comme on peut le constater, certains bancs marneux de la partie inférieure (Niveau Taxy) affichent de très fortes teneurs en carbone organique total (COT), allant de 1,61 à 12,93 wt% (moyenne de 5,7 wt%). Les IH de ces échantillons sont également très élevés (663 mgHC/gCOT), indiquant une MO marine de type I-II bien préservée. Au contraire, les bancs de marnes de la partie supérieure au Niveau Taxy (Fig. B) sont eux très pauvres en COT (< 0,5 wt%). Il est important de noter que les sédiments de cette coupe sont très carbonatés (81% de CaCO₃ en moyenne), même s'ils sont décrits comme étant des marnes ou des black shales (Stein et al., 2012).

La géochimie inorganique donne de précieux indices sur les conditions de formation de ce dépôt organique. En effet, on peut constater que la productivité primaire marine était élevée durant l'intervalle échantillonné sur la coupe de La Bédoule (Cu EF de 5,4 en moyenne ; Ni EF de 8,6 en moyenne, Zn EF de 4,6 en moyenne). Les résultats les plus marquants concernent les facteurs d'enrichissement des éléments redox, notamment ceux du molybdène et de l'uranium (Fig. C), qui sont extrêmement élevés. Les facteurs d'enrichissement moyens du Mo sont de 64,7 et ceux de l'U sont de 56. A partir de ces données, il est proposé que les conditions de dépôt de la coupe de La Bédoule étaient anoxiques et que le bassin sud-provençal était probablement restreint. Les teneurs en fraction terrigène des sédiments étant relativement faibles (81% de CaCO₃ à la Bédoule), l'aluminium est présent en petite quantité dans les échantillons (Table D). Comme le préconise Tribovillard et al. (2006), les coefficients de variation de l'aluminium ont été calculés, car l'aluminium sert à normaliser les éléments traces. Comme les teneurs en aluminium ne montrent pas un coefficient de variation supérieur à ceux des autres éléments, notamment ceux qui sont fortement impactés par le détritisme, les facteurs d'enrichissements peuvent être interprétés.

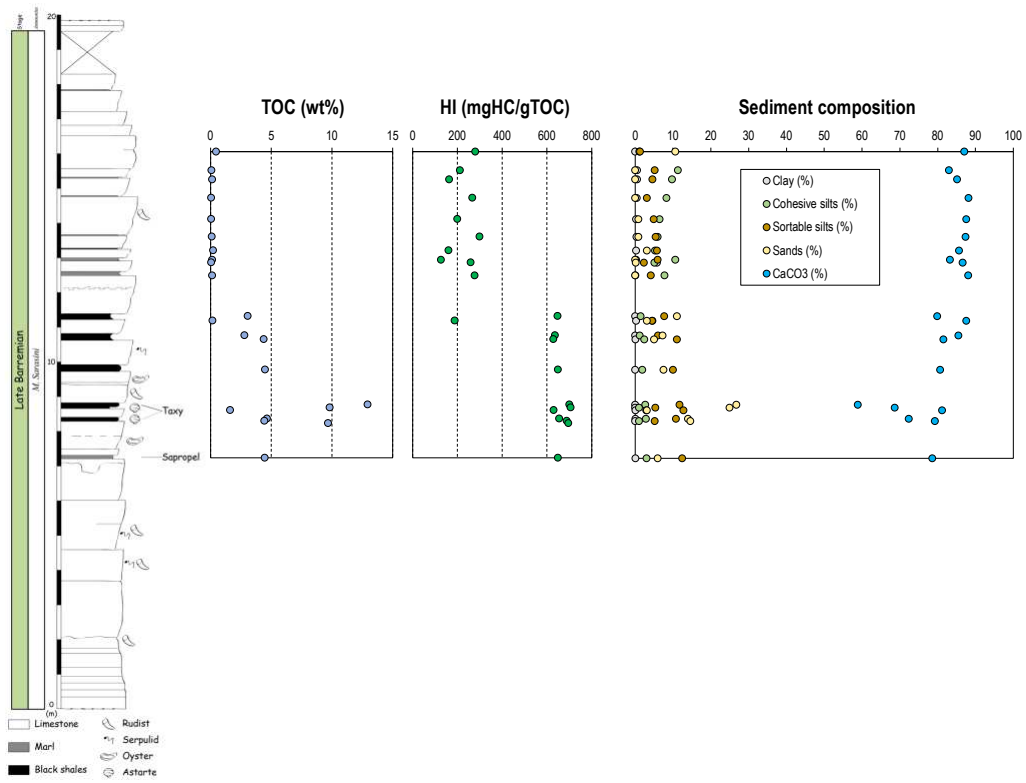


Figure B : Distribution verticale du TOC, de l'HI et de la composition des sédiments sur la coupe de La Bédoule (coupe d'après Stein et al., 2012).

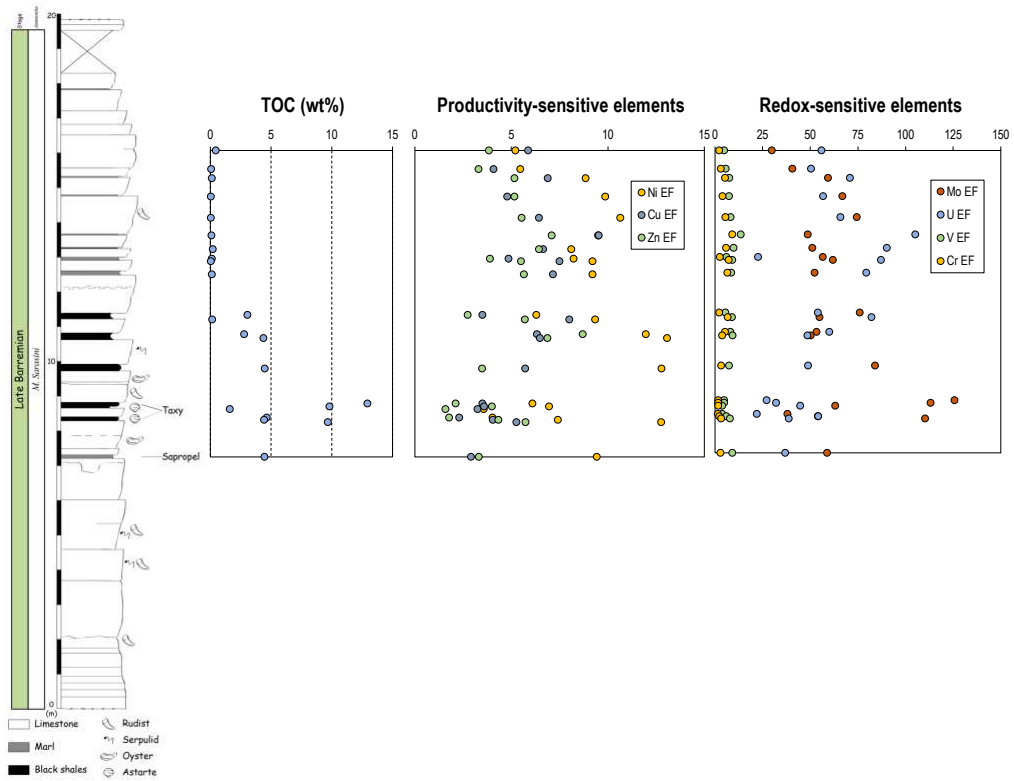


Figure C : Distribution verticale du TOC et des éléments indicateurs de productivité et de conditions redox sur la coupe de La Bédoule (coupe d'après Stein et al., 2012).

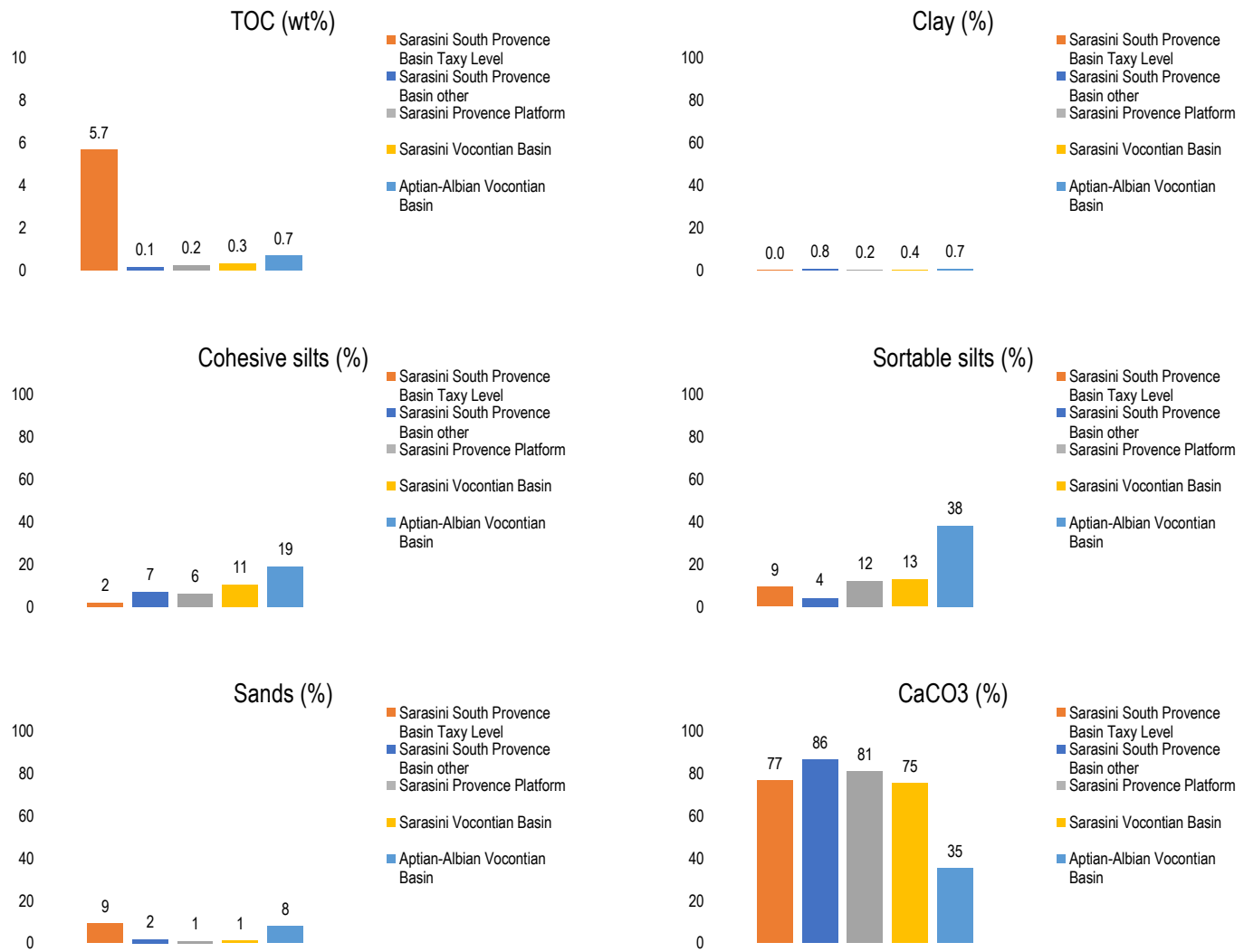
Comparaison avec d'autres environnements de dépôt du sud-est de la France

La comparaison avec les autres positions étudiées (Fig. A) montre que l'enrichissement organique n'est présent que sur la coupe de La Bédoule (Fig. D). Les compositions sédimentaires sont par contre relativement identiques (Fig. D). Les éléments permettent également de voir que la productivité primaire marine était plus faible sur la plate-forme provençale et dans le Bassin Vocontien que sur la coupe de La Bédoule durant la fin du Barrémien (Fig. E), confirmant donc que le bassin sud-provençal était finalement assez déconnecté des autres domaines marins. Les éléments redox confirment cette impression, puisqu'ils sont nettement plus élevés dans le bassin sud provençal que dans les autres domaines. Toutefois, la comparaison des éléments redox au sein du Bassin Vocontien entre la fin du Barrémien (coupe de Sisteron) et les hémipélagites des Marnes Bleues (chapitre 7) est surprenante (Fig. F). En effet, les facteurs d'enrichissement de l'uranium et du molybdène sont bien plus élevés dans le bassin à la fin du Barrémien. Cet enrichissement est surtout marqué pour l'uranium, puisque les teneurs de cet élément dans les échantillons de la coupe de Sisteron (5 ppm de moyenne) sont bien plus élevées que celles des hémipélagites apto-albiennes (2 ppm de moyenne), alors que la fraction terrigène est nettement plus importante dans les Marnes Bleues. Ces résultats indiquent que le Bassin Vocontien, comme la plate-forme provençale et le bassin sud-provençal, était faiblement oxygéné, voir même anoxique. Cependant, les dépôts du bassin ne sont pas enrichis en MO (0,3 wt%, Fig. D), car la production primaire marine n'était probablement pas favorable à l'export de carbone organique (production carbonaté). De plus, les autres facteurs d'enrichissement de la MO, à savoir le taux de sédimentation et la présence de MO réfractaire, n'étaient pas favorables.

Pour résumé, l'étude du Niveau Taxy et de ses équivalents du Barrémien terminal a permis de montrer que :

- 1) Quand les facteurs d'oxygénation (**anoxie**) et de productivité primaire (**forte productivité marine**) sont favorables, l'enrichissement en MO peut être très important (cas du Niveau Taxy de La Bédoule, Figs. B, C)
- 2) Le facteur oxygénation seul n'aboutit pas obligatoirement à un enrichissement en MO des sédiments (cas du Bassin Vocontien, Figs. D, F), malgré le fait qu'il soit très souvent indispensable pour la formation de dépôts organiques (voir discussion du chapitre 7). Ainsi, il faut tout de même qu'un ou plusieurs autres facteurs (productivité primaire marine, taux de sédimentation, nature de la MO) soient favorables pour permettre un enrichissement en MO.

Figure D : Comparaisons des moyennes de TOC et des composition des sédiments entre les échantillons du Barrémien terminal et ceux des hémipélagites des Marnes Bleues.



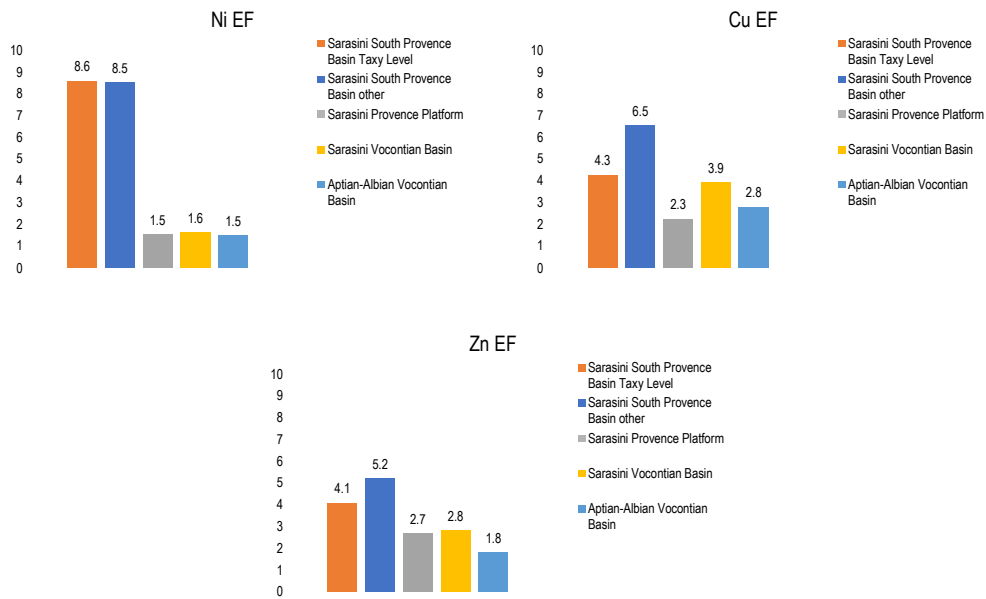


Figure E : Comparaisons des moyennes des facteurs d'enrichissement des éléments chimiques sensibles à la productivité primaire marine entre les échantillons du Barrémien terminal et ceux des hémipélagites des Marnes Bleues.

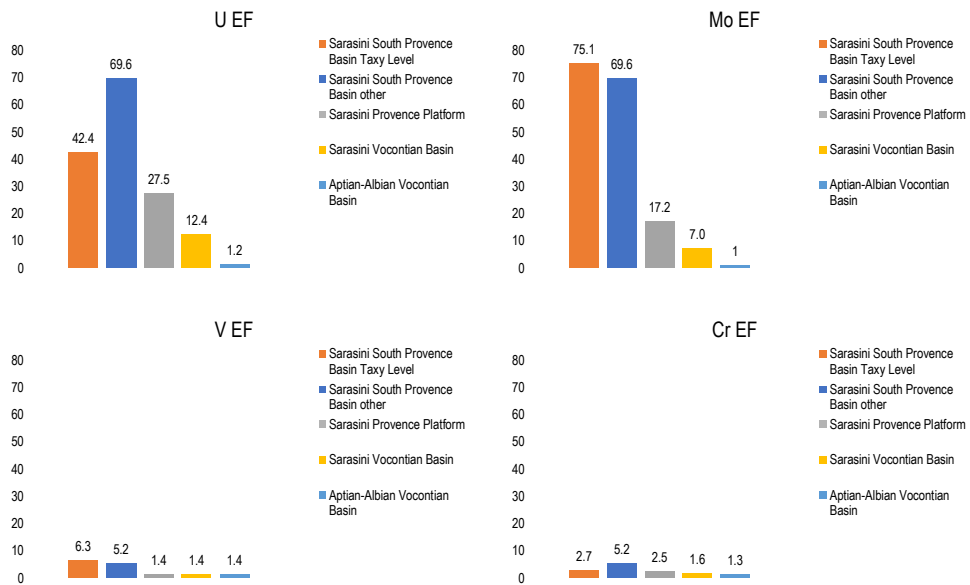


Figure F : Comparaisons des moyennes des facteurs d'enrichissement des éléments chimiques sensibles aux conditions redox entre les échantillons du Barrémien terminal et ceux des hémipélagites des Marnes Bleues.

Références

Frau, C., Pictet, A., Spangenberg, J.E., Masse, J.-P., Tendil, A.J.-B., Lanteaume, C., 2017. New insights on the age of the post-Urgonian marly cover of the Apt region (Vaucluse, SE France) and its implications on the demise of the North Provence carbonate platform. *Sedimentary Geology* 359, 44–61.

Masse, J.-P., 1976. Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Ph.D. thesis. University of Aix-Marseille, 445 pp.

Masse, J.P., Machour, L., 1998. La matière organique dans la série du stratotype historique de l'Aptien inférieur de Cassis – La Bédoule (SE France). *Géologie Méditerranéenne* XXV (3/4), 55-62.

Stein, M., Westermann, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2012. Late Barremian-Early Aptian palaeoenvironmental change: The Cassis-La Bédoule section, southeast France. *Cretaceous Research* 37, 209–222.

Tribouvillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology* 232, 12–32.

Table A : Données des pyrolyses Rock-Eval des échantillons du Barrémien terminal.

Sample	Section	Paleogeography	Description	TOC (wt.%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO3 (%)
44'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.55	0.08	0.43	78	109	459	8.52	68
44	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.13	0.03	0.17	131	400	458	10.35	83
43"	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.45	0.11	0.36	80	131	460	8.33	66
43	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.08	0.03	0.14	175	725	437	10.31	82
42'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.37	0.07	0.29	78	103	463	9.05	72
42	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.19	0.04	0.19	100	179	468	9.93	79
41	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.15	0.05	0.16	107	367	450	10.48	84
39'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.63	0.14	0.54	86	87	462	8.47	68
39BR1	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.16	0.07	0.19	119	381	411	10.65	85
38'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.48	0.15	0.41	85	106	461	7.52	60
38	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.22	0.07	0.20	91	259	462	10.02	80
Ventoux 9	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.19	0.04	0.59	311	332	409	9.92	79
Ventoux 5	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.15	0.06	0.33	220	347	418	10.01	80
Ventoux 3	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.21	0.27	0.62	295	205	410	10.10	81
Ventoux 2	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.28	0.08	0.75	268	246	421	9.98	80
Ventoux 1	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.16	0.07	0.47	294	275	423	10.32	82
UP	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.14	0.04	0.33	236	414	431	10.17	81
MO	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.42	0.07	0.77	183	186	425	10.17	81
Base 1	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.28	0.07	0.83	296	168	418	10.26	82
T14?	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.45	0.05	1.26	280	173	430	10.91	87
T13	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.08	0.05	0.17	212	750	385	10.40	83
T12	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.14	0.05	0.23	164	450	388	10.68	85
T11b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.06	0.04	0.16	267	917	400	11.05	88
T10	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.07	0.04	0.14	200	771	399	10.98	88
T9	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.11	0.03	0.33	300	709	423	10.96	87
T8	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.23	0.14	0.37	161	287	434	10.74	86
T7m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.15	0.05	0.19	127	473	380	10.44	83
T7b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.05	0.04	0.13	260	1000	379	10.86	87
T6	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.13	0.05	0.36	277	615	430	11.04	88
T5t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	3.06	0.30	19.82	648	59	409	10.01	80
T5	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.16	0.10	0.30	188	569	424	10.98	88
T4t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	2.80	0.22	17.84	637	70	411	10.72	86
T4m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	4.40	0.39	27.68	629	59	408	10.22	82
T3m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	4.50	0.38	29.20	649	54	405	10.11	81
T2t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	12.93	1.50	90.60	701	43	397	7.38	59
T2m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	9.81	1.24	69.40	707	43	398	8.61	69
T2b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	1.61	0.11	10.14	630	68	412	10.18	81
T1t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	4.65	0.32	30.44	655	47	407	9.07	72
T1m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	4.45	0.44	30.68	689	48	398	9.94	79
T1b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	9.70	1.25	67.55	696	45	398	9.44	75
T0	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	4.46	0.33	28.97	650	44	408	9.85	79

Table B : Données des analyses granulométriques des échantillons du Barrémien terminal.

Sample	Section	Paleogeography	Description	Mode (µm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
					Clay < 2 µm (%)	Cohesive silts 2-10 µm (%)	Sortable silts 10-63 µm (%)	Sands 63-2000 µm (%)	Clay < 2 µm (%)	Cohesive silts 2-10 µm (%)	Sortable silts 10-63 µm (%)	Sands 63-2000 µm (%)
44'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	9	3	57	38	2	0.9	16.4	12.3	0.5
44	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	21	2	35	57	7	0.3	6.1	9.9	1.2
43''	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	22	0	23	74	3	0.1	7.8	24.7	0.9
43	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	8	3	58	35	4	0.5	10.3	6.3	0.7
42'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	32	1	28	62	9	0.3	7.7	17.1	2.6
42	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	11	1	50	49	0	0.2	10.4	10.1	0.0
41	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	8	3	58	36	3	0.5	9.6	5.9	0.5
39'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	29	1	27	63	9	0.2	8.7	20.5	2.9
39BR1	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	7	3	57	32	8	0.4	8.6	4.8	1.3
38'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	10	2	49	49	1	0.6	19.4	19.7	0.3
38	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	10	2	49	48	1	0.4	9.9	9.7	0.1
Ventoux 9	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	22	1	29	66	5	0.2	6.1	13.7	1.0
Ventoux 5	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	22	0	25	71	3	0.1	5.1	14.4	0.6
Ventoux 3	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	16	1	34	65	1	0.1	6.6	12.6	0.1
Ventoux 2	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	15	1	34	63	2	0.1	7.0	12.9	0.4
Ventoux 1	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	13	1	30	46	23	0.1	5.4	8.1	4.1
UP	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	18	2	35	61	1	0.5	6.6	11.6	0.2
MO	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	19	2	32	64	3	0.3	6.1	12.0	0.5
Base 1	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	17	2	35	61	1	0.4	6.4	11.1	0.3
T14?	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	1347	0	9	10	81	0.0	1.1	1.3	10.6
T13	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	7	3	66	31	0	0.5	11.3	5.2	0.0
T12	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	7	3	66	31	0	0.5	9.8	4.6	0.0
T11b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	6	4	70	26	0	0.4	8.3	3.1	0.0
T10	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	8	2	52	40	7	0.2	6.4	4.9	0.8
T9	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	8	3	47	43	7	0.3	5.9	5.5	0.9
T8	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	7	2	36	40	22	0.3	5.2	5.8	3.1
T7m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	8	1	63	35	0	0.2	10.6	5.9	0.0
T7b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0	43	38	17	1	5.8	5.1	2.3	0.2
T6	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	7	1	65	35	0	0.1	7.7	4.1	0.0
T5t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	90	0	7	38	55	0.0	1.5	7.7	11.0
T5	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	7	2	37	36	25	0.2	4.6	4.5	3.1
T4t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	68	0	8	42	50	0.0	1.2	6.0	7.3
T4m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	48	0	13	60	27	0.0	2.4	11.1	5.0
T3m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	60	0	10	51	39	0.0	1.9	10.0	7.5
T2t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	115	0	6	29	65	0.0	2.7	11.7	26.7
T2m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	222	0	3	17	80	0.0	1.1	5.3	25.0
T2b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	35	0	15	68	16	0.0	2.9	12.8	3.1
T1t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	76	0	10	39	51	0.0	2.8	10.8	14.0
T1m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	152	0	5	25	70	0.0	1.0	5.2	14.5
T1b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T0	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	47	0	14	58	28	0.0	3.0	12.5	5.9

Table C : Données minéralogiques des argiles des échantillons du Barrémien terminal.

Sample	Section	Paleogeography	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Kübler Index	Esquevin Index
				Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)		
44'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	62.0	27.1	0.0	0.5	10.3	0.56	0.24	0.00	0.00	0.09	0.34	0.24
44	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	44.9	13.7	0.0	0.2	41.1	0.12	0.04	0.00	0.00	0.11	0.34	0.32
43"	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	69.6	23.1	0.0	3.0	4.3	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.35	0.29
43	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	57.9	16.8	0.0	8.1	17.2	0.29	0.09	0.00	0.04	0.09	0.32	0.28
42'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	63.3	18.8	0.0	0.1	17.9	0.19	0.06	0.00	0.00	0.05	0.35	0.36
42	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	50.1	15.3	0.0	1.5	33.1	0.11	0.03	0.00	0.00	0.07	0.34	0.21
41	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	43.1	17.0	0.0	0.3	39.6	0.20	0.08	0.00	0.00	0.18	0.34	0.28
39'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	61.1	26.0	0.0	0.3	12.5	0.14	0.06	0.00	0.00	0.03	0.36	0.22
39BR1	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	46.6	18.9	0.0	1.7	32.8	0.20	0.08	0.00	0.01	0.14	0.36	0.24
38'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	68.5	23.3	0.0	0.4	7.8	0.42	0.14	0.00	0.00	0.05	0.37	0.33
38	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	55.3	15.1	0.0	1.2	28.4	0.21	0.06	0.00	0.00	0.11	0.34	0.29
Ventoux 9	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	2.1	97.7	0.2	0.0	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.43	0.25
Ventoux 5	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	3.0	96.8	0.1	0.1	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.64	0.21
Ventoux 3	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	2.9	96.9	0.1	0.1	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.76	0.21
Ventoux 2	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	3.8	96.0	0.1	0.0	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.72	0.18
Ventoux 1	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	5.5	93.8	0.7	0.0	0.00	0.01	0.12	0.00	0.00	0.72	0.14
UP	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	0.6	99.3	0.1	0.0	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.50	0.40
MO	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	0.8	98.2	0.9	0.1	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.61	0.34
Base 1	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.0	2.1	97.3	0.6	0.0	0.00	0.01	0.40	0.00	0.00	0.92	0.20
T14?	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.0	17.8	80.8	0.4	0.9	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.48	0.28
T13	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T12	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T11b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T10	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T9	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.0	48.3	43.0	5.8	2.9	0.00	0.16	0.14	0.02	0.01	0.51	0.28
T8	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T7m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T7b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T6	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T5t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	24.5	66.5	6.8	2.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.55	0.24
T5	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T4t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	51.3	40.2	6.2	2.3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.24
T4m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	40.4	46.8	12.8	0.0	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.45	0.17
T3m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	46.2	44.2	7.0	2.6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.21
T2t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	11.5	63.9	15.2	9.3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.41	0.15
T2m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	12.0	64.0	17.0	7.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.22
T2b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	6.4	81.5	8.0	4.0	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.40	0.20
T1t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	49.7	38.9	7.6	3.8	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.46	0.19
T1m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T1b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	41.2	34.6	15.0	9.1	-	-	-	-	-	0.43	0.34
T0	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.0	35.1	48.2	15.9	0.8	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.54	0.17

Table D : Données géochimiques des échantillons du Barrémien terminal.

Average upper crust contents (McLennan, 2001)				8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Paleogeography	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
44'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	2.81	1.10	0.03	0.55	28.33	0.11	0.27	0.17	296	6	40	30	1.8	24	509	4.5	58	50
44	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.69	0.59	0.02	0.31	28.29	0.03	0.03	0.04	242	< LD	10	12	< LD	8	745	4.8	14	32
43''	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	2.94	1.10	0.02	0.55	27.52	0.11	0.28	0.18	545	3	35	27	< LD	22	492	4.8	57	43
43	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.56	0.52	0.03	0.35	34.77	0.02	0.01	0.03	68	< LD	9	10	1.4	5	798	4.2	10	14
42'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	2.23	1.18	0.03	0.54	30.28	0.08	0.14	0.13	1948	5	29	20	1.3	19	587	4.5	42	43
42	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	1.27	0.89	0.03	0.46	32.68	0.04	0.05	0.06	653	3	22	14	1.2	13	727	6.0	21	27
41	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.71	0.65	0.03	0.35	34.35	0.02	0.02	0.04	309	< LD	14	10	< LD	7	827	4.9	12	24
39'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	2.86	0.99	0.02	0.58	28.17	0.11	0.24	0.16	677	5	40	24	< LD	21	527	5.2	54	48
39BR1	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.58	0.59	0.03	0.34	34.93	0.03	0.02	0.03	123	< LD	22	11	1.1	6	871	5.5	10	23
38'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	3.82	1.45	0.02	0.65	23.96	0.16	0.73	0.23	2207	6	39	22	< LD	26	410	5.1	61	47
38	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	1.29	1.01	0.03	0.45	32.48	0.06	0.08	0.06	1298	3	15	14	< LD	12	691	4.4	21	36
Ventoux 9	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.67	0.32	0.01	0.46	33.16	0.03	0.08	0.05	< LD	< LD	22	4	2.3	5	467	4.0	8	19
Ventoux 5	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.86	0.48	0.01	0.52	34.88	0.03	0.08	0.05	< LD	3	14	5	1.9	5	476	5.2	15	13
Ventoux 3	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.92	0.52	0.01	0.54	35.03	0.02	0.06	0.04	< LD	< LD	14	5	2.1	6	504	5.2	15	19
Ventoux 2	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.65	0.47	0.01	0.49	36.32	0.02	0.04	0.03	< LD	< LD	11	4	1.9	5	551	5.5	13	19
Ventoux 1	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.37	0.32	0.01	0.43	37.87	0.02	0.03	0.02	< LD	< LD	15	4	1.3	4	636	5.2	8	12
UP	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.49	0.25	0.01	0.39	34.37	0.02	0.02	0.03	< LD	< LD	11	4	1.3	6	824	7.3	12	11
MO	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.88	0.45	0.01	0.49	33.15	0.02	0.01	0.05	< LD	< LD	18	5	3.3	8	778	7.3	20	19
Base 1	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.54	0.28	0.01	0.43	35.24	0.01	0.00	0.03	< LD	2	22	4	2.7	5	824	7.3	11	12
T14?	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.50	0.32	0.02	0.37	37.36	0.02	0.02	0.03	< LD	< LD	12	9	2.8	14	327	9.8	32	17
T13	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.66	0.34	0.02	0.35	37.06	0.02	0.02	0.04	15	< LD	21	8	5.0	20	310	11.6	49	19
T12	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.47	0.26	0.01	0.34	38.01	0.01	0.00	0.03	7	2	26	10	5.2	23	298	11.6	47	22
T11b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.62	0.32	0.02	0.34	37.35	0.01	0.01	0.04	11	4	24	9	7.7	33	300	12.2	60	28
T10	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.45	0.28	0.01	0.33	38.02	0.01	0.01	0.03	< LD	< LD	25	9	6.3	27	295	10.4	50	22
T9	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.33	0.23	0.01	0.27	38.53	0.01	0.00	0.03	< LD	< LD	31	10	3.0	17	296	12.1	59	21
T8	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.43	0.25	0.01	0.26	38.35	0.01	0.00	0.03	6	< LD	26	9	4.1	19	270	13.5	56	25
T7m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	1.46	0.76	0.01	0.44	34.66	0.03	0.04	0.09	31	< LD	37	22	15.4	66	286	11.5	117	50
T7b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.37	0.19	0.01	0.31	38.63	0.01	0.00	0.03	< LD	< LD	27	9	4.3	19	284	11.3	45	18
T6	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.43	0.24	0.01	0.32	38.20	0.01	0.00	0.03	8	< LD	29	10	4.2	22	292	11.9	49	22
T5t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.80	0.36	0.01	0.43	35.34	0.03	0.16	0.05	15	< LD	18	9	11.3	28	296	15.0	57	19
T5	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.43	0.24	0.01	0.32	38.20	0.01	0.00	0.03	< LD	< LD	29	11	4.4	22	290	12.3	50	22
T4t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.51	0.23	0.01	0.38	36.60	0.02	0.05	0.03	10	< LD	28	10	5.1	34	312	10.7	54	39
T4m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.69	0.32	0.01	0.38	35.21	0.03	0.06	0.04	14	< LD	27	14	6.5	50	324	11.7	85	42
T3m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.75	0.37	0.01	0.40	35.00	0.04	0.13	0.05	13	3	25	13	11.7	52	358	12.7	72	23
T2t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	1.95	0.75	0.01	0.37	25.79	0.06	0.23	0.14	22	4	35	21	45.7	65	259	18.3	121	37
T2m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	1.53	0.60	0.01	0.38	29.41	0.04	0.15	0.11	20	3	27	17	32.3	58	301	17.1	96	54
T2b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.79	0.40	0.01	0.41	36.36	0.02	0.05	0.05	< LD	< LD	14	8	9.3	16	264	12.3	39	11
T1t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	1.66	0.79	0.01	0.57	30.97	0.05	0.31	0.10	37	3	24	12	11.8	37	254	12.7	81	26
T1m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.79	0.39	0.01	0.47	34.63	0.03	0.16	0.05	18	< LD	18	10	7.9	32	267	14.8	62	30
T1b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.88	0.36	0.00	0.46	39.11	0.05	0.34	0.05	23	2	29	14	18.1	62	341	11.9	92	45
T0	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	1.26	0.50	0.01	0.50	33.05	0.04	0.18	0.08	27	4	36	11	13.8	65	270	16.1	152	37

Sample	Section	Paleogeography	Description	Fe/Al	Ti/Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	VEF	Zn EF
44'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.39	0.06	1.5	1.0	1.4	3.4	0.7	3.4	1.6	4.2	4.6	1.5	2.0
44	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.85	0.05	5.1	< LD	1.4	5.5	3.4	< LD	2.1	24.8	20.0	1.5	5.3
43"	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.37	0.06	2.7	0.5	1.1	3.0	0.6	< LD	1.3	3.8	4.7	1.5	1.6
43	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.94	0.05	1.8	< LD	1.5	5.7	4.4	13.4	1.7	32.8	21.6	1.4	2.8
42'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.53	0.06	12.8	1.0	1.3	2.9	0.9	3.1	1.6	6.0	5.8	1.4	2.2
42	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.70	0.05	7.5	1.1	1.7	3.6	2.0	5.1	1.9	13.2	13.6	1.3	2.4
41	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.92	0.06	6.4	< LD	1.9	4.5	3.4	< LD	1.8	26.8	19.9	1.3	3.9
39'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.35	0.06	3.5	0.8	1.3	2.7	0.5	< LD	1.3	4.2	5.2	1.4	1.9
39BR1	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	1.02	0.06	3.1	< LD	3.7	6.2	4.6	10.1	1.9	34.3	27.1	1.3	4.4
38'	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.38	0.06	8.4	0.7	1.0	1.8	0.4	< LD	1.2	2.5	3.8	1.2	1.4
38	Sisteron (Baudinard)	Vocontian Basin	Zone Sarasini	0.78	0.05	14.7	1.0	1.1	3.5	2.0	< LD	1.6	12.3	9.8	1.2	3.2
Ventoux 9	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.48	0.07	< LD	< LD	3.2	1.9	0.8	18.3	1.5	15.9	17.0	0.9	3.2
Ventoux 5	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.56	0.05	< LD	1.6	1.6	1.7	0.8	11.8	1.0	12.7	17.3	1.3	1.7
Ventoux 3	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.56	0.05	< LD	< LD	1.4	1.9	0.8	12.2	1.2	12.6	16.2	1.2	2.3
Ventoux 2	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.73	0.05	< LD	< LD	1.7	2.1	1.0	15.7	1.4	19.5	24.4	1.5	3.2
Ventoux 1	Mont Ventoux	Provence Platform	Zone Sarasini	0.87	0.06	< LD	< LD	3.8	3.3	1.8	18.6	1.8	39.0	39.9	1.6	3.5
UP	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.52	0.06	< LD	< LD	2.2	2.6	1.5	14.1	2.2	38.4	42.6	1.8	2.5
MO	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.51	0.06	< LD	< LD	1.9	1.8	0.8	20.0	1.7	20.2	23.7	1.7	2.4
Base 1	Montsalier	Provence Platform	Zone Sarasini	0.52	0.06	< LD	2.1	3.9	2.6	1.4	27.0	1.6	35.2	39.0	1.5	2.5
T14?	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.65	0.07	< LD	< LD	2.3	5.9	2.6	29.8	5.2	14.9	55.9	4.7	3.8
T13	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.51	0.06	0.3	< LD	3.1	4.1	1.6	40.5	5.5	10.8	50.4	5.6	3.3
T12	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.56	0.07	0.2	2.0	5.3	6.9	1.5	59.2	8.9	14.6	70.8	7.5	5.2
T11b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.52	0.07	0.3	3.4	3.8	4.8	1.9	66.9	9.9	11.2	56.7	7.3	5.2
T10	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.62	0.07	< LD	< LD	5.4	6.4	1.7	74.4	10.7	14.9	65.8	8.2	5.5
T9	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.70	0.08	< LD	< LD	9.1	9.5	1.9	48.7	9.5	20.6	105.2	13.4	7.1
T8	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.57	0.06	0.2	< LD	5.7	6.7	1.2	51.1	8.1	14.4	90.1	9.7	6.4
T7m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.52	0.06	0.3	< LD	2.4	4.9	0.5	56.5	8.2	4.5	22.6	6.0	3.9
T7b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.50	0.07	< LD	< LD	7.1	7.5	1.4	61.9	9.2	17.5	87.1	9.0	5.5
T6	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.57	0.07	0.3	< LD	6.4	7.2	1.0	52.3	9.2	15.6	79.4	8.6	5.7
T5t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.46	0.06	0.3	< LD	2.1	3.5	0.7	75.9	6.3	8.5	54.0	5.4	2.8
T5	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini	0.56	0.07	< LD	< LD	6.6	8.0	1.1	54.9	9.4	15.5	82.2	8.8	5.7
T4t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.45	0.06	0.3	< LD	5.3	6.3	1.2	53.4	12.0	14.0	60.0	8.0	8.7
T4m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.46	0.06	0.3	< LD	3.8	6.5	0.8	50.3	13.1	10.7	48.5	9.2	6.9
T3m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.50	0.06	0.3	1.6	3.2	5.7	0.8	84.0	12.8	11.0	48.8	7.3	3.5
T2t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.39	0.07	0.2	0.9	1.7	3.5	0.3	125.7	6.1	3.0	27.0	4.7	2.1
T2m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.39	0.07	0.2	1.1	1.7	3.6	0.4	113.1	7.0	4.5	32.1	4.7	4.0
T2b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.50	0.06	< LD	< LD	1.7	3.3	0.7	63.0	3.6	7.7	44.6	3.7	1.6
T1t	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.47	0.06	0.3	0.7	1.4	2.3	0.3	38.1	4.0	3.5	22.0	3.7	1.8
T1m	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.49	0.06	0.3	< LD	2.2	4.1	0.7	53.9	7.4	7.8	54.1	5.9	4.3
T1b	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.41	0.06	0.4	1.1	3.2	5.3	0.5	110.2	12.8	8.9	38.8	7.9	5.7
T0	Cassis-La Bédoule	South Provence Basin	Zone Sarasini, Taxy Level	0.40	0.06	0.3	1.4	2.8	2.9	0.4	58.8	9.4	4.9	36.8	9.1	3.3

Table E : Données géochimiques des échantillons du Barrémien terminal.

Tables des chapitres 5, 6 et 7

Sample	Section	Description	TOC (wt.%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC /gTOC)	OI (mgCO2 /gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO 3 (%)
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.42	0.08	0.23	56	57	431	7	56
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.43	0.06	0.24	57	61	432	6.73	54
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.39	0.04	0.20	53	47	436	6.68	53
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.56	0.03	0.28	49	43	433	4.43	35
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.64	0.05	0.35	54	42	433	4.52	36
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.53	0.05	0.32	60	57	432	5	40
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.44	0.03	0.27	60	59	433	5.69	45
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.61	0.04	0.42	68	46	431	5.01	40
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.60	0.03	0.41	68	35	435	5	40
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.42	0.06	0.29	68	67	434	5.90	47
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.56	0.04	0.31	55	41	434	3.96	32
GLER OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.59	0.07	0.68	115	37	433	3.82	30
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.43	0.04	0.41	95	49	432	4.14	33
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.37	0.05	0.32	86	95	432	3.34	27
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.98	0.11	2.16	220	19	435	1.64	13
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.68	0.08	1.16	171	35	435	1.46	12
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.68	0.11	1.35	199	22	437	1.79	14
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.94	0.16	2.19	233	20	435	1.18	9
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	2.02	0.48	6.34	314	8	438	1.01	8
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.43	0.08	0.52	121	26	432	0.25	2
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.25	0.03	0.21	84	40	425	0.14	1
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.53	0.06	0.85	160	28	436	0.38	3
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.29	0.05	0.46	159	134	436	3.29	26
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.96	0.08	2.02	210	19	430	2.38	19
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	1.08	0.09	2.51	232	19	431	2.58	21
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.99	0.07	2.36	238	23	430	2.16	17
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	1.12	0.11	3.59	321	25	431	2.14	17
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	0.95	0.08	1.99	209	56	435	1.37	11
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	2.67	0.63	8.70	326	14	440	3.47	28
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	0.33	0.09	0.68	206	103	438	2.91	23
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	7.26	1.70	37.76	520	4	441	0.35	3
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	4.12	1.71	19.51	474	10	438	4.41	35
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	3.41	1.36	13.34	391	11	438	2.98	24
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	3.29	1.04	14.19	431	12	440	2.50	20
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	1.68	0.40	5.03	299	17	439	3.39	27
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	4.85	1.47	21.58	445	8	440	1.81	14
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	2.93	0.94	11.25	384	12	440	3.64	29
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	3.56	1.07	15.09	424	13	437	4.33	35
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	1.79	0.42	5.35	299	22	437	4.05	32
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	3.35	1.31	14.95	446	12	439	5.06	40
SC OG 001-h	Serre-Chaiteu	Aptian hemipelagite	0.34	0.06	0.21	63	126	426	5.03	40
SC OG 002-h	Serre-Chaiteu	Aptian hemipelagite	0.43	0.09	0.28	64	103	425	4.43	35

Table 5.1 (1): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Section	Description	TOC (wt.%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC /gTOC)	OI (mgCO2 /gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO 3 (%)
SC OG 003-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.35	0.06	0.16	46	93	427	4.26	34
SC OG 010-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.49	0.05	0.26	52	63	426	3.57	29
SC OG 013-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.46	0.06	0.31	66	56	426	2.93	23
SC OG 014-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.58	0.06	0.44	76	41	427	3.09	25
SC OG 016-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.52	0.07	0.32	61	49	426	3.22	26
SC OG 018-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.53	0.06	0.35	66	57	426	3.84	31
SC OG 020-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.49	0.06	0.36	72	53	425	3.62	29
SC OG 021-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.56	0.04	0.37	66	54	427	3.69	29
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	1.31	0.02	0.61	47	21	434	7.69	61
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.86	0.01	0.34	40	28	431	4.36	35
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	1.08	0.05	0.29	27	27	429	5.79	46
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.44	0.02	0.20	45	61	432	10.01	80
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.17	0.04	0.77	66	14	433	6.37	51
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.62	0.07	1.60	99	14	434	5.04	40
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.08	0.08	2.34	218	33	434	2.64	21
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.77	0.06	1.08	140	55	431	1.95	16
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.07	0.09	2.36	221	30	431	2.26	18
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.61	0.15	5.32	330	18	428	2.40	19
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.18	0.09	2.70	229	28	429	2.25	18
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.17	0.13	3.03	259	28	429	2	16
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.48	0.12	3.71	251	34	429	2.53	20
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.52	0.07	0.35	68	61	428	3.11	25
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.21	0.07	0.25	117	199	428	5.40	43
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.40	0.07	0.23	56	156	434	3.88	31
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.42	0.09	0.33	79	73	426	5.22	42
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.53	0.07	0.34	65	64	427	4.13	33
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.52	0.07	0.30	57	81	426	3.79	30
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.44	0.09	0.29	66	69	429	5.05	40
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.92	0.09	0.58	63	34	429	3.40	27
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.33	0.07	0.26	78	85	425	6.21	50
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.53	0.10	0.38	72	55	428	4.91	39
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	1.23	0.05	1.01	82	37	433	4.42	35
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.76	0.08	0.35	47	50	427	4.56	36
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.85	0.02	0.38	45	41	430	4.27	34
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.66	0.03	0.26	39	56	428	4.53	36

Table 5.1 (2): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Section	Description	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
				Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	31	1.3	26.3	66	6.4	0.6	11.6	29.2	2.8
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	32	1.2	31.4	61.2	6.3	0.6	14.5	28.3	2.9
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	34	1.9	32.2	56.5	9.4	0.9	15	26.4	4.4
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	29	1	30.6	63.1	5.3	0.6	19.8	40.8	3.4
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	40	1.2	24.5	59.7	14.6	0.8	15.7	38.1	9.3
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	30	0.9	27.9	64.2	6.9	0.6	16.8	38.6	4.2
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	56	0.8	21.4	51.8	26	0.4	11.7	28.3	14.2
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	65	0.7	17.1	47.8	34.4	0.4	10.3	28.7	20.6
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	55	1.3	25.8	49.4	23.5	0.8	15.5	29.7	14.2
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	42	1.2	24.8	57.6	16.4	0.6	13.1	30.5	8.7
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	54	0.9	20.4	54	24.8	0.6	14	36.9	16.9
GLER OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	39	0.9	26.5	57.7	14.9	0.6	18.4	40.1	10.3
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	14	1.3	38.8	56.1	3.8	0.9	26	37.6	2.6
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	19	1.5	36.8	58.2	3.5	1.1	27	42.7	2.6
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	19	2.3	36.8	53.7	7.1	2	32	46.7	6.2
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	17	1.2	36	59.7	3.2	1.1	31.8	52.7	2.8
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	19	1.3	35.3	60	3.4	1.1	30.2	51.5	2.9
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	15	1.3	38	55.9	4.8	1.2	34.4	50.6	4.4
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	20	1.1	31.4	55.8	11.7	1.1	28.9	51.3	10.8
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	14	1.7	42.2	54.7	1.4	1.7	41.33	53.6	1.4
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	18	1	34.8	56.8	7.4	1	34.37	56.2	7.3
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	33	0.8	27.1	54.7	17.4	0.7	26.31	53	16.9
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	45	0.6	19.3	57.8	22.2	0.5	14.24	42.6	16.4
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	47	1.1	29.6	50.3	19	0.9	24.00	40.7	15.4
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	15	1.9	35.5	51.1	11.5	1.5	28.18	40.6	9.1
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	15	1.9	34.8	51.6	11.7	1.6	28.81	42.7	9.7
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	13	2.4	37.8	50.9	8.8	2	31.37	42.2	7.3
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	18	2.1	35.1	54.2	8.6	1.9	31.29	48.2	7.7
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	21	0.7	33.5	59.5	6.3	0.5	24.20	43.0	4.6
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	10	1.4	45.5	50.4	2.8	1.1	34.92	38.7	2.2
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	12	0.7	37.3	56.5	5.6	0.7	36.22	54.9	5.4
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	21	0.7	32.1	58.8	8.3	0.5	20.84	38.1	5.4
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	17	0.9	35.7	58.2	5.2	0.7	27.19	44.4	4.0
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	20	0.8	33	58.2	8	0.7	26.42	46.6	6.4
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	14	1	36.4	55.3	7.3	0.7	26.58	40.3	5.3
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	27	0.5	27.4	61.5	10.6	0.5	23.43	52.6	9.1
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	25	0.8	32.3	58.3	8.5	0.6	22.92	41.4	6.1
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	35	0.5	26.7	59.8	13.1	0.3	17.45	39.1	8.5
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	31	0.8	31.1	56.6	11.6	0.5	21.03	38.3	7.9

Table 5.2 (1): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
				Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	23	0.7	32.1	59.4	7.9	0.4	19.12	35.4	4.7
SC OG 001-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	23	0.8	32.2	63.3	3.8	0.5	19.26	37.9	2.3
SC OG 002-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	35	0.7	22	66.5	10.8	0.5	14.24	43.0	7
SC OG 003-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	23	1	34.1	60.3	4.7	0.6	22.47	39.8	3.1
SC OG 010-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	27	0.8	31.1	61.8	6.3	0.6	22	44.2	4.5
SC OG 013-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	34	1	25.2	62.6	11.2	0.8	19	48	8.6
SC OG 014-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	40	0.7	24.1	61.1	14.1	0.5	18	46	10.7
SC OG 016-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	30	0.7	28	63.1	8.2	0.5	20.8	46.9	6.1
SC OG 018-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	25	0.7	32.2	61.4	5.7	0.5	22.3	42.6	3.9
SC OG 020-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	45	0.8	23	57.3	18.9	0.6	16.4	40.7	13.4
SC OG 021-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	44	0.7	20.2	61.1	18	0.5	14.3	43.1	12.7
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	26	2.6	34.1	56.6	6.8	1	13.2	21.9	2.6
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	40	1.5	24.6	59.2	14.8	1	16	38.6	9.6
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	31	0.6	22.7	65.4	11.3	0.3	12.2	35.2	6.1
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	10	1.3	37.5	54.1	7.1	0.3	7.6	10.9	1.4
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	12	1.4	33.5	50	15.2	0.7	16.5	24.6	7.5
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	76	1	20.7	42.6	35.7	0.6	12.4	25.5	21.4
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	44	0.9	22.5	54.2	22.4	0.7	19	45.8	18.9
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	12	1.3	38.9	54.4	5.4	1.1	31.9	44.6	4.5
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	25	1	29.8	60.3	9	0.8	24.1	48.7	7.3
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	26	0.8	28.9	57.9	12.4	0.6	23.7	47.5	10.1
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	41	0.7	24	58.4	16.9	0.6	20.1	49.1	14.2
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	46	0.7	19.4	54.9	25	0.5	15.5	43.8	20
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	22	0.7	31.6	59.3	8.4	0.5	23.8	44.6	6.3
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	28	0.8	33.8	58.7	6.7	0.5	19.2	33.4	3.8
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	38	0.8	23	61.4	14.9	0.5	15.9	42.4	10.3
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	16	0.9	34.7	57.2	7.1	0.5	20.3	33.4	4.2
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	39	0.6	23.9	61.9	13.6	0.4	16	41.5	9.1
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	34	0.6	25.6	63.5	10.3	0.4	17.9	44.3	7.2
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	18	1.4	36	56.4	6.2	0.8	21.5	33.7	3.7
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	39	0.6	23.7	57.7	18	0.5	17.3	42	13.1
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	8	4.5	46.4	44.9	4.2	2.3	23.4	22.6	2.1
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	11	2.7	36.2	49.5	11.6	1.6	22	30.1	7.1
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	28	0.7	30.5	60.4	8.4	0.5	19.8	39.1	5.4
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	36	0.7	28.8	60.5	10	0.5	18.3	38.5	6.3
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	32	0.9	29.6	60.4	9.1	0.6	19.5	39.8	6
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	42	0.7	26.4	58.5	14.4	0.5	16.9	37.4	9.2

Table 5.2 (2): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Illite-Smectite mixed-layers/Illite	Kübler Index	Esquevin Index
			Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)			
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	15	31	24	11	18	0.08	0.17	0.14	0.06	0.10	0.5	0.35	0.30
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	22	26	29	10	12	0.13	0.15	0.16	0.06	0.07	0.9	0.32	0.24
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	20	21	36	5	17	0.18	0.19	0.33	0.05	0.15	0.9	0.30	0.28
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	32	36	5	14	12	0.21	0.23	0.03	0.09	0.08	0.9	0.32	0.21
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	27	29	19	12	13	0.21	0.23	0.15	0.09	0.11	0.9	0.32	0.26
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	26	25	35	2	12	0.15	0.14	0.19	0.01	0.07	1.1	0.34	0.20
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	23	28	32	6	11	0.10	0.12	0.14	0.02	0.04	0.8	0.31	0.25
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	25	28	28	11	9	0.11	0.12	0.12	0.05	0.04	0.9	0.32	0.23
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	29	28	18	16	10	0.23	0.22	0.14	0.12	0.08	1.1	0.31	0.24
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	26	29	21	11	13	0.16	0.18	0.13	0.07	0.08	0.9	0.32	0.26
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	36	29	5	15	16	0.21	0.17	0.03	0.09	0.09	1.2	0.33	0.29
GLER OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	53	28	4	7	8	0.32	0.17	0.02	0.04	0.05	1.9	0.31	0.22
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	46	32	5	7	10	0.40	0.28	0.04	0.06	0.09	1.4	0.31	0.23
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	37	21	35	0	7	0.41	0.23	0.39	0.00	0.08	1.8	0.37	0.28
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	45	29	14	4	7	0.91	0.60	0.30	0.08	0.14	1.5	0.31	0.24
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	43	27	15	8	7	0.46	0.28	0.16	0.09	0.07	1.6	0.30	0.26
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	46	25	11	9	8	0.52	0.28	0.13	0.10	0.09	1.8	0.31	0.27
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	49	26	8	10	7	0.59	0.31	0.10	0.12	0.09	1.9	0.31	0.28
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	50	28	9	7	7	0.52	0.30	0.09	0.07	0.07	1.8	0.34	0.20
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	42	33	12	6	7	0.71	0.55	0.21	0.10	0.12	1.3	0.37	0.22
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	57	28	2	8	5	0.58	0.29	0.02	0.08	0.05	2.0	0.37	0.20
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	48	29	0	14	8	0.35	0.21	0.00	0.10	0.06	1.7	0.32	0.27
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	44	29	0	13	14	0.21	0.14	0.00	0.06	0.06	1.5	0.31	0.27
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	38	28	19	11	4	0.34	0.25	0.17	0.09	0.04	1.4	0.32	0.30
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	32	31	20	13	5	0.48	0.47	0.30	0.19	0.08	1.0	0.30	0.24
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	22	32	32	11	4	0.34	0.50	0.50	0.17	0.06	0.7	0.34	0.25
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	28	27	37	4	4	0.57	0.53	0.75	0.08	0.09	1.1	0.33	0.27
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	37	26	29	4	3	0.69	0.49	0.55	0.08	0.07	1.4	0.33	0.28
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	45	29	2	11	13	0.24	0.15	0.01	0.06	0.07	1.6	0.34	0.27
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	48	23	0.4	17	11	0.50	0.24	0.00	0.18	0.12	2.1	0.34	0.24
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	44	31	0	16	9	0.29	0.21	0.00	0.10	0.06	1.4	0.35	0.22
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	39	24	0	6	30	0.18	0.11	0.00	0.03	0.14	1.6	0.32	0.30
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	43	31	0	8	18	0.28	0.21	0.00	0.05	0.12	1.4	0.35	0.24
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	37	34	0	13	16	0.24	0.22	0.00	0.08	0.11	1.1	0.34	0.27
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	46	31	0	10	13	0.34	0.22	0.00	0.07	0.10	1.5	0.34	0.25
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	41	35	0	11	13	0.19	0.16	0.00	0.05	0.06	1.2	0.36	0.24
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	49	27	0	8	16	0.28	0.16	0.00	0.05	0.09	1.8	0.36	0.27

Table 5.3 (1): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Illite-Smectite mixed-layers/Illite	Kübler Index	Esquevin Index
			Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)			
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	40	29	0	6	24	0.14	0.10	0.00	0.02	0.08	1.4	0.34	0.28
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	47	30	0	8	15	0.24	0.15	0.00	0.04	0.08	1.6	0.37	0.25
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	46	25	0	5	23	0.20	0.11	0.00	0.02	0.10	1.8	0.36	0.23
SC OG 001-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	34	20	38	5	3	0.16	0.10	0.18	0.02	0.02	1.7	0.32	0.27
SC OG 002-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	31	24	35	7	3	0.14	0.11	0.16	0.03	0.01	1.3	0.32	0.26
SC OG 003-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	30	22	38	7	4	0.19	0.14	0.24	0.05	0.03	1.4	0.30	0.28
SC OG 010-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	32	22	34	8	3	0.18	0.13	0.20	0.05	0.02	1.4	0.31	0.24
SC OG 013-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	40	22	25	10	4	0.30	0.17	0.19	0.07	0.03	1.8	0.35	0.25
SC OG 014-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	38	25	22	11	4	0.21	0.14	0.12	0.06	0.02	1.5	0.32	0.24
SC OG 016-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	31	33	17	14	6	0.17	0.18	0.09	0.07	0.03	0.9	0.33	0.23
SC OG 018-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	32	24	32	8	4	0.16	0.13	0.17	0.04	0.02	1.3	0.31	0.25
SC OG 020-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	33	25	31	7	4	0.18	0.14	0.17	0.04	0.02	1.3	0.30	0.25
SC OG 021-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	40	32	13	9	5	0.20	0.15	0.06	0.05	0.03	1.3	0.31	0.26
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	19	18	55	2	5	0.19	0.18	0.55	0.02	0.05	1.1	0.32	0.24
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	35	23	32	3	7	0.34	0.22	0.31	0.03	0.07	1.5	0.37	0.19
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	25	32	17	21	6	0.07	0.10	0.05	0.06	0.02	0.8	0.38	0.40
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	36	31	11	11	11	0.10	0.09	0.03	0.03	0.03	1.1	0.30	0.32
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	37	28	16	14	5	0.25	0.19	0.11	0.09	0.03	1.3	0.29	0.28
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	29	28	28	10	5	0.18	0.17	0.17	0.06	0.03	1.0	0.32	0.28
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	43	18	30	6	3	-	-	-	-	-	2.4	0.30	0.22
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	37	24	24	10	5	0.28	0.18	0.18	0.07	0.04	1.6	0.29	0.27
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	41	21	25	9	4	0.44	0.23	0.27	0.09	0.04	1.9	0.32	0.27
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	42	22	25	8	4	0.32	0.17	0.19	0.06	0.03	2.0	0.31	0.23
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	41	21	27	8	3	0.27	0.13	0.18	0.05	0.02	2.0	0.30	0.22
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	39	23	27	8	4	0.24	0.14	0.17	0.05	0.02	1.7	0.30	0.24
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	39	23	26	8	4	0.21	0.12	0.14	0.04	0.02	1.7	0.30	0.22
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	41	30	10	12	7	0.22	0.16	0.06	0.06	0.04	1.4	0.33	0.25
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	52	23	9	8	8	0.25	0.11	0.04	0.04	0.04	2.2	0.32	0.23
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	41	25	29	4	2	0.22	0.13	0.16	0.02	0.01	1.6	0.35	0.27
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	45	23	24	3	5	0.24	0.12	0.13	0.02	0.03	2.0	0.30	0.26
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	36	29	17	12	6	0.14	0.11	0.07	0.05	0.02	1.2	0.31	0.27
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	47	26	12	10	6	0.18	0.10	0.05	0.04	0.02	1.8	0.30	0.20
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	29	18	41	7	5	0.24	0.15	0.33	0.06	0.04	1.7	0.29	0.23
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	34	17	45	2	3	0.16	0.08	0.21	0.01	0.01	2.0	0.28	0.24
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	30	14	49	2	4	0.69	0.33	1.11	0.05	0.09	2.1	0.29	0.22
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	21	20	47	7	4	0.34	0.33	0.76	0.11	0.07	1.0	0.28	0.24
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	30	15	39	11	6	0.14	0.07	0.18	0.05	0.03	2.1	0.38	0.28
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	29	19	32	13	6	0.14	0.09	0.15	0.06	0.03	1.5	0.28	0.29
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	38	16	30	10	5	0.22	0.09	0.17	0.06	0.03	2.4	0.29	0.24
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	26	17	42	8	7	0.12	0.08	0.20	0.04	0.03	1.5	0.28	0.27

Table 5.3 (2): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Average upper crust contents (McLennan, 2001)			8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.63	1.82	0.05	0.64	19.80	0.09	0.92	0.18	1483	5	35	51	0.2	29	441	1.5	46	75
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	5.10	1.88	0.03	0.86	14.93	0.12	1.40	0.25	522	12	75	147	0.8	62	362	1.6	100	106
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	4.18	1.70	0.02	0.74	11.09	0.09	1.10	0.20	393	7	42	73	0.7	36	308	1.1	54	56
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	4.77	2.35	0.02	0.79	12.93	0.11	1.24	0.20	595	8	45	13	4.6	53	475	2.7	75	46
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	4.85	2.11	0.01	0.92	14.31	0.06	1.85	0.34	148	5	61	8	0.3	23	335	1.2	67	26
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.89	2.35	0.04	0.71	14.01	0.09	1.10	0.19	629	11	57	87	0.8	63	348	1.3	78	108
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	6.28	2.83	0.02	1.30	10.79	0.06	2.36	0.32	218	7	60	28	0.3	29	215	1.4	79	38
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	4.31	1.90	0.05	0.79	17.97	0.11	1.14	0.20	528	6	47	81	0.4	33	566	1.3	62	57
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	6.29	2.54	0.03	0.90	12.24	0.28	1.74	0.29	782	8	49	60	0.3	40	460	1.2	66	57
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	6.25	2.49	0.02	0.80	11.93	0.18	1.88	0.33	390	11	77	32	<LD	44	313	3.3	125	57
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	5.78	2.52	0.03	0.79	12.70	0.16	1.70	0.31	408	11	70	33	<LD	39	344	3.7	109	57
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	2.84	3.29	0.02	0.48	10.34	0.13	0.84	0.19	475	20	41	19	1.3	43	570	3.9	56	124
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	6.63	2.69	0.01	0.81	5.36	0.18	1.97	0.37	418	10	80	18	1.3	39	207	3.8	129	48
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	7.18	2.92	0.01	0.82	4.76	0.21	2.04	0.39	413	9	89	21	<LD	31	187	3.1	140	95
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	7.03	3.13	0.01	0.85	5.57	0.20	1.94	0.39	773	11	80	19	<LD	32	277	3	137	70
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	7.92	2.91	0.01	0.84	3.93	0.21	2.22	0.41	538	9	86	20	<LD	33	214	3.1	133	51
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	6.86	3.39	0.01	0.83	3.58	0.22	1.98	0.35	467	14	86	42	<LD	73	192	3.6	140	119
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	8.02	2.92	0.01	0.97	0.80	0.23	2.36	0.41	605	15	94	71	<LD	60	225	3.5	157	89
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	8.83	2.66	0.01	0.91	0.56	0.26	2.61	0.49	491	9	99	43	<LD	42	225	3.7	170	71
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	9.31	3.06	0.01	0.85	1.32	0.27	2.55	0.53	489	14	104	22	<LD	51	147	3.4	159	80
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	6.88	3.99	0.03	1.04	9.32	0.17	1.80	0.42	553	11	80	13	<LD	35	393	4	146	69
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	7.12	3.04	0.01	0.87	11.82	0.23	2.14	0.35	347	13	94	35	0.9	54	290	2.3	141	125
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	6.91	2.60	0.01	0.81	11.95	0.25	2.03	0.33	323	12	89	30	0.7	49	288	2.6	135	72
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	7.37	2.67	0.01	0.80	10.70	0.20	2.18	0.37	472	12	96	27	1.4	49	261	2.3	144	57
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	5.22	2.12	0.01	0.64	9.55	0.18	1.68	0.26	405	8	70	28	1.8	54	230	2.3	130	116
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	7.18	2.52	0.01	0.73	6.87	0.26	2.02	0.34	386	8	98	25	2.2	47	228	2.5	177	68
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	5.50	3.12	0.01	0.78	16.48	0.15	1.42	0.26	229	10	116	30	<LD	68	319	5	144	133
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	6.58	3.29	0.01	0.83	13.33	0.16	1.80	0.32	333	11	89	29	<LD	34	288	4.8	157	106
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	5.99	3.41	0.01	0.82	14.43	0.16	1.62	0.29	281	13	144	94	3.1	109	138	8.9	261	144
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	6.96	3.17	0.01	0.83	11.80	0.19	1.94	0.32	2798	11	62	36	8.6	59	423	10.5	134	74
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	8.24	3.62	0.01	0.87	6.14	0.23	2.32	0.38	561	12	100	50	7.6	84	342	8.3	256	187
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	7.35	2.83	0.01	0.86	10.89	0.18	2.06	0.36	858	12	111	46	5.2	76	308	6	288	115
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	8.08	2.95	0.01	0.89	8.32	0.21	2.18	0.38	319	10	96	42	1.1	43	262	5.1	143	106
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	7.12	3.83	0.01	0.88	10.46	0.20	1.89	0.33	636	17	147	69	4.4	110	224	6.9	284	310
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	5.85	4.05	0.01	0.92	14.34	0.17	1.36	0.26	253	14	101	47	3.4	74	258	5.2	156	141
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	9.67	2.84	0.01	0.96	1.09	0.28	2.68	0.46	269	16	87	42	28.5	98	340	8.4	231	111
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	8.41	3.18	0.01	1.19	8.18	0.17	1.91	0.44	224	12	78	30	6.4	54	295	6.6	144	77
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	6.87	3.06	0.01	0.87	11.48	0.18	1.68	0.36	197	12	76	36	6.3	78	369	6.1	151	101
SC OG 001-h	Serre-Chalieu	Aptian hemipelagite	2.77	1.30	0.03	0.52	10.23	0.06	0.89	0.15	144	6	46	34	0.2	25	231	0.8	61	55

Table 5.4 (1): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Average upper crust contents (McLennan, 2001)			8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
SC OG 002-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	5.29	2.21	0.04	0.91	15.87	0.11	1.67	0.29	356	9	87	50	0.3	43	397	2.1	112	89
SC OG 003-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	4.99	2.19	0.03	0.83	13.11	0.10	1.56	0.27	194	8	69	50	0.3	34	338	1.6	94	75
SC OG 010-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	5.19	2.16	0.03	0.77	10.41	0.11	1.65	0.28	207	12	74	52	0.4	43	349	1.5	102	67
SC OG 013-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	5.32	2.35	0.02	0.77	8.48	0.14	1.65	0.29	201	14	82	44	0.4	57	324	1.4	114	86
SC OG 014-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.11	2.56	0.02	0.86	9.63	0.22	1.89	0.34	240	11	80	36	0.5	43	375	2	111	86
SC OG 016-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	5.24	2.19	0.02	0.81	8.25	0.21	1.63	0.29	209	10	69	35	0.3	34	319	1.5	94	75
SC OG 018-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.12	2.75	0.03	0.91	11.37	0.11	1.90	0.25	245	7	49	27	0.3	30	384	1	70	70
SC OG 020-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	4.73	1.99	0.02	0.73	9.25	0.11	1.56	0.27	186	8	71	33	0.8	28	316	1.2	93	64
SC OG 021-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	4.59	2.06	0.02	0.76	9.42	0.11	1.51	0.25	177	11	77	36	0.3	39	293	1.3	104	72
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	4.18	2.43	0.01	0.88	17.33	0.12	1.12	0.23	548	8	56	23	2.2	30	421	2.4	71	65
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.69	2.74	0.01	0.74	9.47	0.12	1.22	0.25	579	7	63	15	1.7	22	240	1.6	77	93
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	7.28	2.65	0.02	0.91	13.58	0.14	2.05	0.37	379	12	102	72	0.8	53	316	2.1	137	107
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	5.27	2.71	0.04	0.73	23.54	0.13	1.65	0.28	346	10	77	42	0.3	38	645	1.7	105	88
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	7.07	2.73	0.01	0.81	12.51	0.36	2	0.36	510	11	93	37	0.4	42	567	2.2	138	81
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	6.26	2.77	0.01	0.77	10.81	0.17	1.79	0.32	340	10	81	24	1.1	42	406	2.2	131	93
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	6.10	2.39	0.01	0.73	9.13	0.14	1.75	0.27	312	11	88	26	0.9	46	386	1.8	143	65
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	4.68	1.86	0.01	0.61	7.45	0.09	1.45	0.25	210	9	73	43	0.4	35	342	1.2	97	63
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	4.71	2.25	0.03	0.62	17.59	0.10	1.39	0.23	326	9	71	35	0.4	36	607	1.3	97	78
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	4.73	2.14	0.03	0.60	11.87	0.09	1.49	0.26	694	5	75	51	0.4	39	334	1.6	104	49
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.56	1.44	0.02	0.47	13.31	0.07	1.15	0.19	262	6	57	46	0.4	32	327	1.1	78	51
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	4.33	1.64	0.02	0.60	10.16	0.08	1.27	0.23	181	6	69	37	0.4	30	261	1.2	91	47
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	2.27	1.10	0.01	0.31	4.70	0.04	0.67	0.12	100	4	34	24	0.2	19	128	0.8	48	31
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.73	1.64	0.01	0.62	14.51	0.09	1.03	0.20	432	5	41	29	1	26	495	1.5	54	48
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	4.50	1.90	0.01	0.81	10.32	0.09	1.25	0.23	437	7	78	41	1.6	40	413	1.9	102	69
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	2.33	1.39	0.02	0.48	16.80	0.06	0.66	0.12	410	4	38	29	0.8	24	395	0.9	53	40
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.14	1.39	0.01	0.55	12.53	0.08	0.87	0.16	410	5	52	43	1.2	31	439	1.4	70	51
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	5.23	2.05	0.02	0.62	13.88	0.09	1.32	0.25	476	10	70	40	0.7	61	534	2.3	116	92
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	4.97	1.98	0.02	0.60	13.74	0.08	1.27	0.23	409	14	72	60	1.3	80	507	2.1	110	96
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	2.31	0.85	0.01	0.28	6.06	0.04	0.57	0.12	217	5	31	24	0.3	28	209	0.8	47	34
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	4.55	1.77	0.02	0.59	13.47	0.08	1.14	0.21	451	12	65	69	0.7	70	444	<LD	100	113

Table 5.4 (2): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Sample	Section	Description	Fe/ Al	Ti/ Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.50	0.05	6	0.6	0.9	4.5	1.8	0.3	1.5	2.8	1.2	1	2.3	3.57
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.37	0.05	1.5	1.1	1.4	9.3	0.8	0.8	2.2	1.6	0.9	1.5	2.4	3.61
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.41	0.05	1.4	0.8	1	5.6	0.8	0.9	1.6	1.7	0.8	1	1.5	3.67
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.49	0.04	1.8	0.8	0.9	0.9	0.6	5.2	2	2.3	1.6	1.2	1.1	3.65
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.44	0.07	0.4	0.4	1.2	0.6	0.4	0.4	0.9	1.6	0.7	1	0.6	4.29
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.60	0.05	2.4	1.3	1.4	7.2	1.2	1.1	3	2.1	1	1.5	3.1	3.66
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.45	0.05	0.5	0.6	0.9	1.5	0.5	0.3	0.9	0.8	0.6	0.9	0.7	4.43
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	1.8	0.6	1	6	1.5	0.5	1.4	3	0.9	1.1	1.5	3.54
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.40	0.05	1.8	0.6	0.8	3.1	0.7	0.2	1.2	1.7	0.5	0.8	1	2.97
GLER OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.40	0.05	0.9	0.9	1.2	1.7	0.3	< LD	1.3	1.1	1.5	1.5	1	3.41
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	1	0.9	1.2	1.8	0.5	< LD	1.2	1.4	1.8	1.4	1.1	3.41
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	1.16	0.07	2.4	3.4	1.4	2.1	0.9	2.5	2.7	4.6	3.9	1.5	4.9	2.93
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.41	0.06	0.9	0.7	1.2	0.9	0.2	1.1	1.1	0.7	1.6	1.5	0.8	3.43
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.41	0.05	0.8	0.6	1.2	0.9	0.1	< LD	0.8	0.6	1.2	1.5	1.5	3.38
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.45	0.06	1.6	0.8	1.1	0.9	0.2	< LD	0.8	0.9	1.2	1.5	1.1	3.42
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.37	0.05	1	0.5	1	0.8	0.1	< LD	0.8	0.6	1.1	1.3	0.7	3.46
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.49	0.05	1	1	1.2	2	0.2	< LD	2	0.6	1.5	1.5	2	3.26
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.36	0.05	1.1	0.9	1.1	2.9	0.1	< LD	1.4	0.6	1.3	1.5	1.3	3.38
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.30	0.06	0.8	0.5	1.1	1.6	0.1	< LD	0.9	0.6	1.2	1.4	0.9	3.36
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.33	0.06	0.8	0.7	1.1	0.8	0.1	< LD	1	0.4	1	1.3	1	3.40
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	0.58	0.06	1.2	0.8	1.1	0.6	0.6	< LD	0.9	1.3	1.7	1.6	1.1	3.51
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.43	0.05	0.7	0.9	1.3	1.6	0.3	0.7	1.4	0.9	0.9	1.5	2	3.29
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.38	0.05	0.7	0.8	1.2	1.4	0.2	0.5	1.3	1	1.1	1.5	1.2	3.14
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.36	0.05	0.9	0.8	1.3	1.2	0.2	1	1.2	0.8	0.9	1.5	0.9	3.45
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.41	0.05	1.1	0.7	1.3	1.7	0.2	1.9	1.9	1	1.3	1.9	2.5	3.19
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	0.35	0.05	0.8	0.5	1.3	1.1	0.1	1.6	1.2	0.7	1	1.8	1.1	3.16
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	0.57	0.05	0.6	0.8	2	1.7	0.2	< LD	2.3	1.3	2.6	2	2.7	3.48
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	0.50	0.05	0.7	0.8	1.3	1.4	0.2	< LD	0.9	1	2.1	1.8	1.8	3.77
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	0.57	0.05	0.7	1	2.3	5	0.1	2.8	3.3	0.5	4.3	3.3	2.7	3.40
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	0.46	0.05	5.9	0.7	0.9	1.7	0.2	6.6	1.6	1.4	4.3	1.5	1.2	3.41
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	0.44	0.05	1	0.7	1.2	2	0.1	4.9	1.9	1	2.9	2.3	2.6	3.42
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	0.39	0.05	1.7	0.7	1.5	2	0.1	3.8	1.9	1	2.3	2.9	1.8	3.48
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	0.36	0.05	0.6	0.6	1.1	1.7	0.1	0.7	1	0.7	1.8	1.3	1.5	3.53
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	0.54	0.05	1.3	1.1	2	3.1	0.1	3.3	2.8	0.7	2.8	3	4.9	3.42
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	0.69	0.04	0.6	1.1	1.7	2.6	0.2	3.1	2.3	1	2.6	2	2.7	3.46
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	0.29	0.05	0.4	0.8	0.9	1.4	0.2	15.8	1.8	0.8	2.5	1.8	1.3	3.46
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	0.38	0.05	0.4	0.7	0.9	1.1	0.2	4.1	1.2	0.8	2.3	1.3	1	3.53
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	0.45	0.05	0.4	0.8	1.1	1.7	0.2	4.9	2.1	1.2	2.5	1.7	1.7	3.44
SC OG 001-h	Serre-Chaiteu	Aptian hemipelagite	0.47	0.05	0.8	1.1	1.6	3.9	1.5	0.3	1.7	1.9	0.9	1.6	2.2	3.73
SC OG 002-h	Serre-Chaiteu	Aptian hemipelagite	0.42	0.05	1	0.8	1.6	3.1	1	0.3	1.5	1.7	1.1	1.6	1.9	3.72

Table 5.5 (1): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Sample	Section	Description	Fe/ Al	Ti/ Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
SC OG 003-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	0.6	0.7	1.3	3.2	0.9	0.3	1.2	1.6	0.9	1.4	1.7	3.77
SC OG 010-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.42	0.05	0.6	1.1	1.4	3.2	0.7	0.4	1.5	1.5	0.8	1.5	1.5	3.71
SC OG 013-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	0.6	1.2	1.5	2.7	0.5	0.4	2	1.4	0.8	1.6	1.8	3.46
SC OG 014-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.8	1.3	1.9	0.5	0.4	1.3	1.4	0.9	1.4	1.6	3.15
SC OG 016-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.9	1.3	2.1	0.5	0.3	1.2	1.4	0.8	1.3	1.6	3.05
SC OG 018-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.45	0.04	0.6	0.6	0.8	1.4	0.7	0.3	0.9	1.4	0.5	0.9	1.3	3.86
SC OG 020-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.8	1.4	2.2	0.6	0.9	1.1	1.5	0.7	1.5	1.5	3.59
SC OG 021-h	Serre-Chaitieu	Aptian hemipelagite	0.45	0.06	0.6	1.1	1.6	2.5	0.7	0.4	1.6	1.5	0.8	1.7	1.8	3.61
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.58	0.05	1.9	0.9	1.3	1.8	0.4	2.8	1.3	2.3	1.6	1.3	1.8	3.42
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.74	0.07	2.3	0.8	1.6	1.3	0.4	2.5	1.1	1.5	1.3	1.6	2.8	3.25
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.36	0.05	0.8	0.8	1.4	3.2	0.3	0.6	1.3	1	0.8	1.4	1.7	3.79
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.51	0.05	1	0.9	1.4	2.6	1	0.3	1.3	2.8	0.9	1.5	1.9	3.55
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.39	0.05	1.1	0.7	1.3	1.7	0.2	0.3	1.1	1.8	0.9	1.5	1.3	2.81
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.44	0.05	0.8	0.8	1.3	1.2	0.3	0.9	1.2	1.5	1	1.6	1.7	3.45
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.39	0.04	0.7	0.8	1.4	1.4	0.2	0.8	1.4	1.5	0.8	1.8	1.2	3.63
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.40	0.05	0.7	0.9	1.5	3	0.4	0.5	1.4	1.7	0.8	1.6	1.5	3.82
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.48	0.05	1	0.9	1.5	2.4	0.9	0.4	1.4	3	0.8	1.6	1.9	3.72
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.45	0.06	2.1	0.5	1.5	3.5	0.8	0.5	1.5	1.6	0.9	2	1.2	3.79
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.40	0.05	1.1	0.8	1.5	4.1	0.9	0.5	1.6	2.1	0.9	1.7	1.6	3.74
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.38	0.05	0.6	0.7	1.6	2.8	0.5	0.5	1.3	1.4	0.8	1.6	1.2	3.86
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	0.48	0.05	0.6	0.9	1.5	3.4	0.5	0.6	1.5	1.3	1	1.6	1.5	3.81
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	1.7	0.6	1.1	2.5	0.5	1.5	1.3	3	1.2	1.1	1.5	3.61
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.42	0.05	1.4	0.7	1.7	2.9	0.3	1.9	1.6	2.1	1.2	1.7	1.7	3.70
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.59	0.05	2.6	0.9	1.6	4	1.1	1.8	1.9	3.9	1.2	1.7	1.9	3.46
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.44	0.05	1.9	0.8	1.6	4.4	0.6	2	1.8	3.2	1.3	1.7	1.8	3.47
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.39	0.05	1.3	0.9	1.3	2.4	0.5	0.7	2.1	2.3	1.3	1.7	2	3.90
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.40	0.05	1.2	1.3	1.4	3.9	0.6	1.4	2.9	2.3	1.2	1.7	2.2	3.91
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.37	0.05	1.4	1	1.3	3.3	0.5	0.6	2.2	2.1	1	1.5	1.7	3.84
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	0.39	0.05	1.4	1.2	1.4	4.9	0.5	0.8	2.8	2.2	< LD	1.6	2.8	3.83

Table 5.5 (2): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Sample	Section	Description	Average SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm ² /kyr)	Source of average SR or calibration data
GLE OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	29	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	30	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	27	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 004-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	39	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 005-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	44	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 006-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	36	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 007-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	30	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 008-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	42	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 009-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	41	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 010-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	29	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLE OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	40	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLER OG 001-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	42	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLER OG 002-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	31	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLER OG 003-h	Glaise	Aptian hemipelagite	3.0	27	Average SR of Kößler et al. (2001)
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	27	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	19	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	19	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	26	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	56	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	12	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.2	7	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 011-h	Glaise	Aptian hemipelagite	2.3	29	In Westermann et al. (2013), with calibrations of Mainvemo et al. (2010)
GLER OG 012-h	Glaise	Aptian hemipelagite	5.2	36	In Westermann et al. (2013), with calibrations of Mainvemo et al. (2010)
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	-	-	-
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	3.0	68	Average SR of Kößler et al. (2001)
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	30	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	17	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	33	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	27	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	46	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	16	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	31	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	32	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	37	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	68	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	3	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	0.4	25	With calibrations of Mainvemo et al. (2010)
SC OG 001-h	Serre-Chatellieu	Aptian hemipelagite	3.0	24	Average SR of Kößler et al. (2001)
SC OG 002-h	Serre-Chatellieu	Aptian hemipelagite	3.0	30	Average SR of Kößler et al. (2001)

Table 5.6 (1): Accumulation rates calculated for the sections studied from literatures.

Sample	Section	Description	Average SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm ² /kyr)	Source of average SR or calibration data
SC OG 003-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	3.0	25	Average SR of Kößler et al. (2001)
SC OG 010-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.1	72	With calibrations of Huang et al. (2010)
SC OG 013-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.1	68	With calibrations of Huang et al. (2010)
SC OG 014-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.1	85	With calibrations of Huang et al. (2010)
SC OG 016-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.1	76	With calibrations of Huang et al. (2010)
SC OG 018-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	6.1	77	With calibrations of Huang et al. (2010)
SC OG 020-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	3.0	35	Average SR of Kößler et al. (2001)
SC OG 021-h	Serre-Chaillieu	Aptian hemipelagite	3.0	40	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	90	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	62	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	75	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	30	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	42	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	58	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	40	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	29	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	40	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	60	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	44	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	43	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	1.5	55	With calibrations of Malinverno et al. (2010)
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	37	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	15	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	29	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	29	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	38	Average SR of Kößler et al. (2001)
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Aptian hemipelagite	3.0	37	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	30	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	66	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	23	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE OG 007-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	37	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	85	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	52	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	61	Average SR of Kößler et al. (2001)
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Aptian hemipelagite	3.0	46	Average SR of Kößler et al. (2001)

Table 5.6 (2): Accumulation rates calculated for the sections studied from literatures.

Table 5.7 (1): Molecular geochemical parameters and maturity ratios from aliphatic and aromatic fractions of samples from the Goguel Level.

Sample	Section	Description	Maturity parameters										
			MNR ^a	TNR2 ^b	TMNr ^c	TeMNR ^d	MPR ^e	MP1 ^f	MPI2 ^g	Hopane C ₃₂ (22S/22S+22R)	Hopane C ₃₀ (β/β+αβ)	Tm/(Tm+Ts)	Vitrinite reflectivity Rc ^h
SAUZ OG 001-g	Sauzeries	Goguel Level	1.28	0.71	0.41	0.51	0.78	0.59	0.64	0.57	0.25	0.63	0.75
SAUZ OG 002-g	Sauzeries	Goguel Level	0.80	0.63	0.40	0.53	0.70	0.52	0.57	0.58	0.25	0.71	0.71
SAUZ OG 003-g	Sauzeries	Goguel Level	1.01	0.69	0.39	0.52	0.76	0.55	0.60	0.60	0.22	0.60	0.73
SAUZ OG 004-g	Sauzeries	Goguel Level	0.76	0.65	0.39	0.52	0.72	0.62	0.64	0.56	0.24	0.56	0.77
SAUZ OG 005-g	Sauzeries	Goguel Level	0.96	0.69	0.40	0.51	0.71	0.56	0.58	0.55	0.23	0.59	0.73
SAUZ OG 006-g	Sauzeries	Goguel Level	0.91	0.68	0.40	0.53	0.74	0.56	0.61	0.57	0.26	0.71	0.73
SAUZ OG 007-g	Sauzeries	Goguel Level	0.94	0.67	0.39	0.53	0.69	0.50	0.54	0.56	0.23	0.64	0.70
SAUZ OG 008-g	Sauzeries	Goguel Level	0.92	0.72	0.40	0.51	0.71	0.53	0.56	0.57	0.25	0.61	0.72
SAUZ OG 009-g	Sauzeries	Goguel Level	0.90	0.69	0.39	0.50	0.71	0.53	0.56	0.57	0.23	0.58	0.72
SAUZ OG 010-g	Sauzeries	Goguel Level	0.88	0.70	0.40	0.49	0.70	0.52	0.56	0.58	0.26	0.70	0.71
SAUZ OG 011-g	Sauzeries	Goguel Level	0.84	0.68	0.40	0.50	0.69	0.52	0.55	0.59	0.23	0.60	0.71
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.13	0.66	0.41	0.46	0.69	0.56	0.59	0.57	0.27	0.55	0.74
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.97	0.69	0.39	0.48	0.78	0.55	0.60	0.56	0.30	0.43	0.73
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	1.07	0.67	0.38	0.49	0.88	0.58	0.61	0.57	0.33	0.04	0.75
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.62	0.75	0.41	0.12	0.53	0.35	0.34	0.59	0.35	0.04	0.61
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.59	0.60	0.37	0.37	0.58	0.47	0.49	0.49	0.30	0.28	0.68
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.53	0.60	0.36	0.38	0.58	0.49	0.51	0.45	0.30	0.29	0.69
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.76	0.61	0.38	0.41	0.64	0.51	0.52	0.49	0.28	0.35	0.71
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.82	0.60	0.36	0.47	0.66	0.51	0.52	0.46	0.29	0.38	0.71
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	0.86	0.65	0.38	0.47	0.69	0.53	0.55	0.46	0.29	0.41	0.72
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.20	0.59	0.38	0.09	0.58	0.42	0.49	0.47	0.35	0.06	0.65
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.58	0.60	0.37	0.33	0.56	0.45	0.46	0.49	0.29	0.34	0.67
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.86	0.62	0.38	0.36	0.63	0.49	0.49	0.50	0.29	0.36	0.70

^a $[2-MN]/[1-MN]$ Radke et al. (1982, 1986)

^b $\frac{[1,3,7-TMN]+[2,3,6-TMN]}{[1,3,5-TMN]+[1,3,6-TMN]+[1,4,6-TMN]}$ Radke et al. (1986)

^c $\frac{[1,3,7-TMN]}{[1,3,7-TMN]+[1,2,5-TMN]}$ van Aarssen et al. (1999)

^d $\frac{[1,3,6,7-TeMN]}{[1,3,6,7-TeMN]+[1,2,5,6-TeMN]+[1,2,3,5-TeMN]}$ van Aarssen et al. (1999)

^e $[2-MP]/[1-MP]$ Radke et al. (1986)

^f $\frac{1.5([2-MP]+[3-MP])}{[P]+[1-MP]+[9-MP]}$ Radke et al. (1986)

^g $\frac{3[2-MP]}{[P]+[1-MP]+[9-MP]}$ Radke et al. (1986)

^h $0.6(MPI1)+0.4$ Radke and Welte (1983)

ⁱCarbon Preference Index= $\frac{[(n-C25+n-C27+n-C29+n-C31+n-C33)]}{(n-C26+n-C28+n-C30+n-C32+n-C34)} + \frac{[(n-C25+n-C27+n-C29+n-C31+n-C33)]}{(n-C26+n-C28)}$

^jPristane/Phytane

^kRelative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the *aaaR* isomers.

^lUsing C27 Steranes

^m $\frac{\Sigma(MDBF+DMDBF)}{[1,3-MN+1,7-MN+1,6-MN]}$

Table 5.7 (1): Molecular geochemical parameters and maturity ratios from aliphatic and aromatic fractions of samples from the Goguel Level.

Sample	Section	Description	Source related parameters										
			CPI ^f	Pr/Ph ^g	Pr/C ₁₇	Pr/C ₁₈	hop/Ste	%C ₂₇ ^k	%C ₂₈ ^k	%C ₂₉ ^k	Dia/(Dia+Reg) ^l	Ts/(Ts+Tm)	MDBF/MN ^m
SAUZ OG 001-g	Sauzeries	Goguel Level	0.95	2.06	0.75	0.37	2.33	33.56	19.08	47.36	0.57	0.63	0.23
SAUZ OG 002-g	Sauzeries	Goguel Level	1.03	2.64	0.79	0.72	1.86	28.51	30.39	41.11	0.62	0.71	0.28
SAUZ OG 003-g	Sauzeries	Goguel Level	1.05	1.92	1.57	0.93	2.39	29.52	23.70	46.78	0.48	0.60	0.07
SAUZ OG 004-g	Sauzeries	Goguel Level	1.04	2.51	1.43	0.67	2.03	29.67	23.48	46.85	0.50	0.56	0.23
SAUZ OG 005-g	Sauzeries	Goguel Level	1.10	2.66	1.44	0.67	2.01	27.51	33.35	39.14	0.53	0.59	0.12
SAUZ OG 006-g	Sauzeries	Goguel Level	1.10	1.77	0.74	0.68	2.31	26.07	28.72	45.21	0.60	0.71	0.18
SAUZ OG 007-g	Sauzeries	Goguel Level	1.05	2.56	1.23	0.59	1.87	30.11	28.62	41.26	0.55	0.64	0.09
SAUZ OG 008-g	Sauzeries	Goguel Level	1.09	2.57	1.31	0.68	1.63	28.22	31.23	40.55	0.53	0.61	0.11
SAUZ OG 009-g	Sauzeries	Goguel Level	0.96	2.69	1.48	0.63	2.13	29.68	25.97	44.36	0.55	0.58	0.09
SAUZ OG 010-g	Sauzeries	Goguel Level	1.01	1.81	1.26	0.55	2.16	23.60	29.76	46.64	0.57	0.70	0.09
SAUZ OG 011-g	Sauzeries	Goguel Level	0.90	3.13	1.10	0.69	1.97	27.25	31.83	40.92	0.60	0.60	0.04
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.97	2.58	1.57	0.87	1.36	31.68	20.50	47.82	0.55	0.55	0.68
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.93	1.66	0.58	0.49	1.20	27.80	23.37	48.83	0.59	0.43	0.30
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.91	2.66	1.10	0.63	0.29	28.36	25.17	46.47	0.52	0.04	0.20
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level interbedded with turbidites	0.93	2.44	0.79	0.68	1.98	44.71	11.49	43.80	0.50	0.04	0.35
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.67	3.26	2.32	0.95	0.55	37.80	4.80	57.40	0.49	0.28	2.34
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.73	3.67	2.05	0.80	0.66	36.14	5.70	58.15	0.47	0.29	3.53
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.77	2.09	1.30	1.36	0.66	34.44	3.34	62.22	0.43	0.35	1.49
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level interbedded with turbidites	0.74	3.18	2.98	1.28	0.56	37.60	3.91	58.48	0.39	0.38	1.13
ND OG 005-h	Notre-Dame	Aptian hemipelagite	0.78	2.40	2.03	1.43	0.52	35.51	3.96	60.53	0.36	0.41	1.18
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.75	2.86	1.81	0.58	0.59	41.71	5.08	53.21	0.55	0.06	2.90
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.85	3.85	3.15	0.77	0.69	41.00	4.00	54.99	0.38	0.34	1.14
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level interbedded with turbidites	0.82	3.27	1.73	0.90	0.67	38.65	3.63	57.72	0.39	0.36	5.02

^a[2-MN]/[1-MN] Radke et al. (1982, 1986)

^b{[1,3,7-TMN]+[2,3,6-TMN]}/([1,3,5-TMN]+[1,3,6-TMN]+[1,4,6-TMN]) Radke et al. (1986)

^c[1,3,7-TMN]/([1,3,7-TMN]+[1,2,5-TMN]) van Aarssen et al. (1999)

^d[1,3,6,7-TeMN]/([1,3,6,7-TeMN]+[1,2,5,6-TeMN]+[1,2,3,5-TeMN]) van Aarssen et al. (1999)

^e[2-MP]/[1-MP] Radke et al. (1986)

^f{1.5([2-MP] + [3-MP])}/([P] + [1-MP] + [9-MP]) Radke et al. (1986)

^g{3[2-MP]}/([P]+[1-MP]+[9-MP]) Radke et al. (1986)

^h0.6(MP1)+0.4 Radke and Welte (1983)

ⁱCarbon Preference Index=([n-C25+n-C27+n-C29+n-C31+n-C33]/(n-C26+n-C28 + n-C30 + n-C32 + n-C34)) + [(n-C25 + n-C27 + n-C29 + n-C31 + n-C33)/(n-C26 + n-C28 + n-C30 + n-C32 + n-C34)]

^jPristane/Phytane

^kRelative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the *aaaR* isomers.

^lUsing C27 Steranes

^mΣ(MDBF+DMDBF)/[1,3-MN+1,7-MN+1,6-MN]

Sample	Position	Section	Sub-stage	TOC (wt%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	Carbonates (%)
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.24	0.05	0.29	118	148	423	9.38	75
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.65	0.03	0.54	84	69	430	7.63	61
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.47	0.03	0.33	72	81	425	5.17	41
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	1.05	0.02	0.67	64	26	428	5.11	41
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.31	0.03	0.17	54	97	423	7.83	62
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.43	0.03	0.29	67	71	423	5.48	44
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.68	0.02	0.36	53	40	425	4.76	38
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.69	0.03	0.44	64	38	426	4.83	39
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.58	0.02	0.39	67	46	424	4.43	35
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.56	0.02	0.28	49	37	423	4.05	32
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.45	0.04	0.37	84	58	426	4.80	38
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.36	0.06	0.20	56	136	457	6.73	54
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.40	0.24	0.31	78	110	390	6.37	51
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.53	0.08	0.21	40	79	453	3.49	28
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.32	0.05	0.14	44	100	447	6.87	55
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	0.54	0.04	0.08	15	52	383	3.21	26
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	0.44	0.04	0.08	18	320	385	1.69	13
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	0.38	0.05	0.08	21	126	379	5.51	44
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	0.89	0.03	0.06	7	66	366	1.56	12
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.43	0.10	0.15	35	137	392	3.69	29
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.62	0.03	0.06	10	81	384	3.01	24
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.59	0.02	0.05	8	90	381	2.87	23
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.53	0.02	0.05	9	74	379	3.81	30
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.56	0.03	0.06	11	59	374	3.11	25
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.58	0.03	0.06	10	57	385	4.09	33
TRE OG 001	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.16	0.03	0.09	56	176	445	7.69	61
TRE OG 002	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.15	0.07	0.11	73	264	436	7.77	62
TRE OG 003	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.16	0.02	0.09	56	126	339	8.58	68
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.50	0.03	0.23	46	30	444	5.62	45
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.49	0.04	0.23	47	27	439	4.95	39
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.43	0.03	0.18	42	33	445	5.49	44
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.44	0.03	0.22	50	27	446	6.41	51
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.40	0.03	0.18	45	42	443	6.08	48
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.69	0.08	0.33	48	26	451	5.06	40
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.69	0.03	0.25	36	22	453	4.73	38
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.88	0.05	0.39	44	23	450	4.76	38
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.47	0.04	0.21	45	28	451	4.49	36
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.52	0.05	0.24	46	29	452	4.41	35
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.44	0.05	0.19	43	66	457	5.50	44
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.73	0.05	0.32	44	23	452	4.85	39
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.89	0.05	0.38	43	12	451	3.87	31
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	1.16	0.04	0.66	57	9	457	3.71	30

Table 6.1 (1): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Position	Section	Sub-stage	TOC (wt%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	Carbonates (%)
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.99	0.03	0.59	60	10	454	3.82	30
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.90	0.03	0.46	51	10	454	3.17	25
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.88	0.05	0.33	37	28	451	3.39	27
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.98	0.05	0.45	46	19	454	3.61	29
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.70	0.02	0.26	37	27	454	4.01	32
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	1.15	0.09	0.36	31	36	453	3.66	29
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.82	0.07	0.31	37	34	453	4.38	35
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.95	0.05	0.37	39	16	453	3.79	30
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.77	0.06	0.26	33	23	453	3.53	28
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.81	0.03	0.23	29	25	448	3.55	28
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	1.00	0.07	0.40	40	24	457	3.54	28
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.90	0.06	0.39	43	20	453	4.27	34
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.83	0.06	0.31	37	33	452	3.73	30
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	1.18	0.07	0.44	37	24	454	3.71	30
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.82	0.05	0.32	39	23	454	3.51	28
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.95	0.08	0.55	58	20	455	3.08	25
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	1.04	0.07	0.48	46	27	459	3.22	26
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.70	0.05	0.32	45	16	454	3.26	26
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.63	0.04	0.26	40	36	454	3.85	31
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.86	0.05	0.36	41	22	454	2.89	23
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.85	0.17	0.47	55	26	453	3.44	27
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.60	0.04	0.22	37	37	450	3.61	29
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.72	0.05	0.27	37	29	454	2.96	24
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.73	0.05	0.34	46	29	455	3.75	30
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	1.20	0.08	0.56	47	15	456	3.03	24
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.81	0.05	0.35	43	25	456	3.12	25
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.49	0.05	0.21	43	49	459	3.96	32
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.71	0.06	0.23	33	24	451	3.92	31
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.51	0.07	0.20	40	28	454	3.98	32
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.70	0.06	0.27	38	39	456	3.89	31
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.85	0.05	0.28	32	67	457	2.82	23
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.64	0.07	0.27	41	67	458	3.16	25
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.60	0.06	0.23	39	58	453	3.00	24
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.64	0.10	0.29	44	54	455	3.20	26
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.45	0.08	0.28	61	44	456	3.73	30
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.55	0.10	0.30	54	37	458	2.91	23

Table 6.1 (2): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Position	Section	Sub-stage	SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Calibration data (Boullia et al., 2008; 2010)
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	-	-	<i>Transversarium</i> Ammonite Zone but no thickness (650 kyr)
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	1.9	28	<i>Plicatilis</i> Ammonite Zone (720-870 kyr, i.e., 795 kyr)
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	1.9	20	<i>Plicatilis</i> Ammonite Zone (720-870 kyr, i.e., 795 kyr)
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	1.9	45	<i>Plicatilis</i> Ammonite Zone (720-870 kyr, i.e., 795 kyr)
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	1.9	13	<i>Plicatilis</i> Ammonite Zone (720-870 kyr, i.e., 795 kyr)
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	1.0	10	<i>Cordatium</i> Ammonite Zone (350-600 kyr, i.e., 475 kyr)
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	1.0	16	<i>Cordatium</i> Ammonite Zone (350-600 kyr, i.e., 475 kyr)
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.7	11	<i>Mariae</i> Ammonite Zone (2200 kyr)
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.7	9	<i>Mariae</i> Ammonite Zone (2200 kyr)
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.7	9	<i>Mariae</i> Ammonite Zone (2200 kyr)
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.7	7	<i>Mariae</i> Ammonite Zone (2200 kyr)
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	-	-	-
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	-	-	-
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	-	-	-
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	-	-	-
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	-	-	-
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	-	-	-
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	-	-	-
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	-	-	-
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	-	-	-
TRE OG 001	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	13.7	50	C9 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
TRE OG 002	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	13.7	46	C9 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
TRE OG 003	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	14.3	52	C9 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.0	242	C9 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.0	237	C9 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.0	208	C9 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	16.7	169	C9 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	16.7	154	C9 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	16.7	265	C9 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	16.7	265	C9 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.1	427	C8 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.1	228	C8 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.1	252	C8 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	14.9	151	C8 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	14.9	250	C8 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	14.9	318	C8 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.0	583	C7 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	21.0	498	C7 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	553	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	542	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	602	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	430	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	708	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25.6	503	C7 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	17.6	401	C7 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian	17.6	327	C7 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian	17.6	341	C7 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	21.0	504	C7 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian	21.0	455	C7 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian	21.0	417	C7 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	21.0	597	C7 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	446	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)

Table 6.2 (1): Accumulation rates calculated from literatures.

Sample	Position	Section	Sub-stage	SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Calibration data (Boullila et al., 2008; 2010)
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	516	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	569	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	381	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	346	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	470	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	463	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	329	C6 long-term eccentricity cycle, e1 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	15.3	265	C6 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian	15.3	269	C6 long-term eccentricity cycle, e2 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	656	C6 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	439	C6 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	269	C6 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	387	C6 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22.7	275	C6 long-term eccentricity cycle, e3 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	494	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	600	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	456	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	425	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	455	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	318	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29.4	387	C6 long-term eccentricity cycle, e4 short-term eccentricity cycle (~ 100 kyr)

Table 6.2 (2): Accumulation rates calculated from literatures.

Sample	Position	Section	Sub-stage	< 2 µm terrigenous fraction					Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Kübler Index	Esquevin Index	
				Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	KISIC	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)			Chlorite (%)
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	29.0	11.0	59.4	0.3	0.4	2.6	0.03	0.01	0.06	0.00	0.00	0.35	0.24
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	64.6	26.0	0.0	7.0	2.4	2.5	0.17	0.07	0.00	0.02	0.01	0.45	0.25
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	56.5	35.0	0.0	5.4	3.1	1.6	0.20	0.13	0.00	0.02	0.01	0.70	0.21
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	43.4	40.2	0.0	10.8	5.7	1.2	0.17	0.16	0.00	0.04	0.02	0.60	0.24
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	60.7	27.2	0.0	7.7	4.4	2.2	0.18	0.08	0.00	0.02	0.01	0.58	0.24
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	52.7	30.0	0.0	11.9	5.4	1.8	0.22	0.12	0.00	0.05	0.02	0.48	0.29
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	52.5	30.2	0.0	11.2	6.1	1.8	0.20	0.11	0.00	0.04	0.02	0.48	0.25
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	56.1	26.9	0.0	10.6	6.4	2.0	0.23	0.11	0.00	0.04	0.03	0.47	0.27
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	51.2	31.7	0.0	11.0	6.1	1.6	0.26	0.16	0.00	0.06	0.03	0.50	0.30
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	48.0	39.5	0.0	6.7	5.8	1.2	0.22	0.18	0.00	0.03	0.03	0.63	0.23
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	51.7	32.0	0.0	10.1	6.3	1.6	0.27	0.17	0.00	0.05	0.03	0.49	0.29
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	57.7	22.2	0.0	1.4	18.8	1.4	0.45	0.17	0.00	0.01	0.15	0.47	0.31
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	55.6	25.2	0.0	0.0	19.2	1.3	0.31	0.14	0.00	0.00	0.11	0.61	0.30
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	47.7	33.1	0.0	0.6	18.5	0.9	0.25	0.17	0.00	0.00	0.10	0.54	0.29
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	62.1	18.7	0.0	0.7	18.5	1.7	0.24	0.07	0.00	0.00	0.07	0.59	0.28
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	0.0	68.4	0.0	1.0	30.6	0.0	0.00	0.29	0.00	0.00	0.13	0.36	0.34
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	29.0	55.1	0.0	0.0	15.9	0.4	0.15	0.29	0.00	0.00	0.08	0.57	0.31
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	23.1	60.3	0.0	0.4	16.1	0.3	0.05	0.12	0.00	0.00	0.03	0.53	0.26
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	27.5	54.8	0.0	0.8	16.9	0.4	0.10	0.21	0.00	0.00	0.06	0.55	0.28
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	19.1	59.6	0.0	0.3	21.0	0.2	0.07	0.21	0.00	0.00	0.07	0.50	0.33
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	19.9	59.1	0.0	0.7	20.2	0.3	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.57	0.31
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	20.7	64.0	0.0	0.2	15.0	0.3	0.07	0.20	0.00	0.00	0.05	0.56	0.30
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	10.6	68.8	0.0	0.3	20.4	0.1	0.02	0.14	0.00	0.00	0.04	0.49	0.32
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	22.4	62.5	0.0	0.4	14.7	0.3	0.06	0.18	0.00	0.00	0.04	0.51	0.28
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	24.6	59.1	0.0	0.1	16.2	0.3	0.03	0.08	0.00	0.00	0.02	0.51	0.28
TRE OG 001	Distal	Trescôoux	Middle Oxfordian	55.9	19.7	0.0	16.0	8.5	2.6	0.16	0.06	0.00	0.04	0.02	0.45	0.28
TRE OG 002	Distal	Trescôoux	Middle Oxfordian	51.6	23.6	0.0	19.8	4.9	2.5	0.65	0.30	0.00	0.25	0.06	0.45	0.33
TRE OG 003	Distal	Trescôoux	Middle Oxfordian	64.8	18.1	0.0	2.3	14.8	2.0	0.19	0.05	0.00	0.01	0.04	0.50	0.25
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	63.8	24.5	0.0	1.5	10.2	1.9	0.61	0.23	0.00	0.01	0.10	0.74	0.22
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	43.7	28.0	0.0	8.5	19.8	1.1	0.59	0.38	0.00	0.11	0.27	0.43	0.26
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	42.1	30.1	0.0	7.8	20.0	1.0	0.38	0.27	0.00	0.07	0.18	0.50	0.26
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	52.1	25.5	0.0	5.7	16.7	1.4	0.40	0.20	0.00	0.04	0.13	0.47	0.26
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	47.3	27.8	0.0	6.4	18.5	1.2	0.36	0.21	0.00	0.05	0.14	0.49	0.28
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	46.6	27.9	0.0	5.5	20.1	1.1	0.48	0.29	0.00	0.06	0.21	0.46	0.25
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	48.1	32.6	0.0	6.3	13.0	1.2	0.37	0.25	0.00	0.05	0.10	0.59	0.35
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	47.5	29.6	0.0	5.3	17.6	1.1	0.49	0.31	0.00	0.06	0.18	0.53	0.21
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	55.7	30.2	0.0	4.5	9.6	1.5	0.76	0.41	0.00	0.06	0.13	0.63	0.31
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	37.3	38.6	0.0	6.8	17.3	0.8	0.36	0.37	0.00	0.07	0.17	0.53	0.31
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	44.0	31.0	0.0	7.1	17.9	1.0	0.35	0.24	0.00	0.06	0.14	0.49	0.31
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	50.8	23.7	0.0	3.3	22.2	1.2	0.35	0.16	0.00	0.02	0.15	0.49	0.28

Table 6.3 (1): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Position	Section	Sub-stage	< 2 µm terrigenous fraction					Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Kübler Index	Esquevin Index	
				Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	KISIC	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)			Chlorite (%)
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	60.4	26.1	0.0	3.2	10.2	1.8	0.60	0.26	0.00	0.03	0.10	0.69	0.22
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	53.3	26.0	0.0	3.8	16.9	1.3	0.66	0.32	0.00	0.05	0.21	0.61	0.26
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	49.4	25.3	0.0	6.6	18.6	1.3	0.68	0.35	0.00	0.09	0.26	0.55	0.29
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	49.2	22.2	0.0	5.7	22.8	1.2	0.82	0.37	0.00	0.09	0.38	0.42	0.34
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	51.9	23.5	0.0	5.1	19.5	1.3	0.50	0.23	0.00	0.05	0.19	0.45	0.26
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	53.3	24.5	0.0	5.5	16.7	1.4	0.50	0.23	0.00	0.05	0.15	0.50	0.28
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	53.2	24.2	0.0	3.5	19.1	1.3	0.45	0.21	0.00	0.03	0.16	0.55	0.28
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	58.2	25.1	0.0	4.2	12.4	1.7	0.52	0.22	0.00	0.04	0.11	0.54	0.26
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	59.8	24.0	0.0	3.5	12.7	1.7	0.51	0.20	0.00	0.03	0.11	0.51	0.27
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.3	22.8	0.0	5.2	14.7	1.7	0.60	0.24	0.00	0.05	0.15	0.49	0.25
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian	53.3	21.9	0.0	1.7	23.1	1.2	0.49	0.20	0.00	0.02	0.21	0.53	0.27
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian	48.7	20.2	0.0	3.2	27.9	1.1	0.49	0.20	0.00	0.03	0.28	0.43	0.24
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	55.5	21.6	0.0	3.3	19.6	1.4	0.54	0.21	0.00	0.03	0.19	0.48	0.26
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.6	23.2	0.0	14.0	5.1	2.5	0.59	0.24	0.00	0.14	0.05	0.47	0.24
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.6	25.1	0.0	3.0	15.3	1.5	0.51	0.23	0.00	0.03	0.14	0.52	0.23
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	58.0	24.9	0.0	7.0	10.2	1.9	0.58	0.25	0.00	0.07	0.10	0.46	0.27
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.9	25.5	0.0	8.0	9.6	1.9	0.61	0.27	0.00	0.09	0.10	0.46	0.24
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.2	24.9	0.0	12.3	6.5	2.2	0.83	0.37	0.00	0.18	0.10	0.50	0.25
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	59.8	25.6	0.0	2.2	12.5	1.6	0.63	0.27	0.00	0.02	0.13	0.62	0.26
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian	52.9	25.8	0.0	1.8	19.5	1.2	0.61	0.30	0.00	0.02	0.22	0.47	0.22
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.5	24.4	0.0	2.7	16.4	1.4	0.79	0.34	0.00	0.04	0.23	0.47	0.26
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	53.3	27.0	0.0	2.9	16.8	1.3	0.74	0.38	0.00	0.04	0.23	0.45	0.27
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	54.3	28.1	0.0	10.8	6.8	1.9	0.46	0.24	0.00	0.09	0.06	0.50	0.28
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian	50.9	27.9	0.0	14.9	6.3	1.9	0.44	0.24	0.00	0.13	0.05	0.45	0.25
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.1	27.8	0.0	2.0	13.1	1.4	0.52	0.25	0.00	0.02	0.12	0.57	0.22
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian	58.4	24.9	0.0	11.9	4.9	2.4	0.51	0.22	0.00	0.10	0.04	0.52	0.21
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	50.1	31.5	0.0	7.5	10.9	1.4	0.51	0.32	0.00	0.08	0.11	0.50	0.26
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.9	25.1	0.0	2.0	15.0	1.5	1.02	0.44	0.00	0.04	0.26	0.48	0.26
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian	55.0	27.3	0.0	9.9	7.8	1.8	0.49	0.25	0.00	0.09	0.07	0.49	0.27
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.0	24.8	0.0	13.0	6.2	2.2	0.75	0.33	0.00	0.17	0.08	0.46	0.22
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian	58.0	27.6	0.0	9.9	4.5	2.1	0.77	0.37	0.00	0.13	0.06	0.52	0.24
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.0	24.4	0.0	11.3	7.3	2.2	0.62	0.26	0.00	0.12	0.08	0.47	0.27
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian	63.2	29.1	0.0	4.0	3.7	2.1	1.03	0.47	0.00	0.07	0.06	0.52	0.22
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian	59.5	25.3	0.0	13.6	1.6	2.7	1.45	0.62	0.00	0.33	0.04	0.47	0.24
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.6	25.5	0.0	2.9	15.0	1.5	0.50	0.23	0.00	0.03	0.13	0.45	0.27
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian	57.3	27.1	0.0	2.1	13.6	1.5	0.67	0.32	0.00	0.02	0.16	0.49	0.23
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian	56.6	25.7	0.0	1.9	15.8	1.4	0.68	0.31	0.00	0.02	0.19	0.46	0.24
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	55.0	25.0	0.0	0.7	19.3	1.3	0.75	0.34	0.00	0.01	0.26	0.44	0.25

Table 6.3 (2): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Position	Section	Sub-stage	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
					Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	17	0.4	32.0	65.3	2.3	0.1	8.0	16.4	0.6
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	14	0.7	39.0	60.3	0.1	0.3	15.2	23.6	0.0
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	18	0.6	31.1	67.9	0.3	0.4	18.3	39.9	0.2
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	20	0.7	31.1	67.4	0.8	0.4	18.4	39.9	0.5
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	17	0.8	35.9	63.0	0.3	0.3	13.5	23.7	0.1
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	16	0.7	35.3	63.6	0.4	0.4	19.9	35.8	0.2
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	20	0.6	28.9	69.4	1.1	0.4	17.9	43.0	0.7
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	22	0.7	27.7	69.8	1.9	0.4	17.0	42.9	1.2
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	22	0.8	30.3	67.2	1.7	0.5	19.6	43.5	1.1
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	23	0.7	27.6	69.2	2.5	0.5	18.7	46.8	1.7
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	19	0.8	32.5	65.5	1.2	0.5	20.0	40.4	0.8
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	12	1.7	45.9	52.0	0.5	0.8	21.2	24.1	0.2
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	28	1.1	28.8	63.0	7.1	0.6	14.2	31.0	3.5
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	26	0.7	27.2	62.8	9.3	0.5	19.6	45.3	6.7
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	27	0.9	30.4	62.3	6.4	0.4	13.7	28.2	2.9
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	27	0.6	28.2	59.6	11.6	0.4	21.0	44.4	8.6
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	22	0.6	31.4	60.8	7.2	0.5	27.2	52.6	6.2
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	31	0.4	23.6	63.5	12.6	0.2	13.2	35.6	7.0
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	21	0.4	29.8	63.4	6.4	0.4	26.1	55.5	5.6
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	19	0.5	32.7	62.2	4.6	0.3	23.1	43.9	3.3
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	60	0.1	12.1	51.1	36.7	0.1	9.2	38.8	27.9
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	27	0.4	25.3	61.6	12.7	0.3	19.5	47.5	9.8
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	31	0.3	22.7	62.5	14.5	0.2	15.8	43.5	10.1
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	31	0.4	24.3	60.9	14.5	0.3	18.2	45.8	10.9
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	44	0.2	17.0	59.1	23.7	0.1	11.5	39.8	16.0
TRE OG 001	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	49	0.7	24.4	55.0	19.9	0.3	9.4	21.3	7.7
TRE OG 002	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	8	3.3	52.6	40.3	3.8	1.3	20.0	15.3	1.4
TRE OG 003	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	20	0.9	34.4	63.0	1.7	0.3	10.9	19.9	0.5
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	26	1.7	32.2	60.0	6.1	1.0	17.8	33.1	3.3
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	18	2.2	36.5	58.4	2.9	1.3	22.1	35.4	1.7
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	27	1.6	30.2	59.7	8.5	0.9	17.0	33.6	4.8
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	27	1.6	29.8	63.0	5.6	0.8	14.6	30.8	2.7
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	30	1.5	28.9	62.2	7.4	0.8	14.9	32.0	3.8
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	25	1.7	30.1	64.4	3.8	1.0	17.9	38.4	2.3
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	34	1.2	23.8	64.1	10.8	0.8	14.8	39.9	6.8
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	26	1.7	29.4	63.2	5.7	1.0	18.2	39.2	3.5
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	22	2.1	34.1	60.7	3.1	1.4	21.9	38.9	2.0
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	26	1.5	30.1	61.4	7.1	1.0	19.5	39.8	4.6
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	28	1.4	29.1	63.5	5.9	0.8	16.3	35.7	3.3

Table 6.4 (1): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Position	Section	Sub-stage	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
					Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silt 2-10 μm (%)	Sortable silt 10-63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	37	1.1	23.0	63.2	12.6	0.7	14.1	38.7	7.7
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	30	1.4	26.9	60.7	11.0	1.0	18.6	41.9	7.6
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	27	1.8	29.1	61.6	7.6	1.2	20.5	43.4	5.3
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	24	2.0	30.8	63.5	3.8	1.4	21.4	44.1	2.6
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	22	2.2	32.1	61.7	3.9	1.7	24.0	46.1	2.9
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	26	1.3	26.7	66.9	5.1	1.0	19.4	48.8	3.7
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	27	1.3	26.4	66.6	5.7	0.9	18.8	47.4	4.1
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	30	1.2	25.1	66.2	7.5	0.8	17.1	45.0	5.1
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	25	1.3	27.6	66.6	4.6	0.9	19.5	47.1	3.2
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	32	1.3	24.6	65.4	8.6	0.9	16.0	42.6	5.6
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	27	1.5	26.8	65.4	6.3	1.0	18.7	45.6	4.4
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian	30	1.3	25.0	66.1	7.6	0.9	18.0	47.5	5.5
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian	33	1.4	25.4	64.0	9.2	1.0	18.2	45.9	6.6
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29	1.4	25.7	65.1	7.8	1.0	18.5	46.7	5.6
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian	26	1.5	28.8	63.6	6.0	1.0	19.0	41.9	4.0
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian	28	1.3	25.9	66.5	6.3	0.9	18.2	46.7	4.4
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	27	1.4	26.4	65.6	6.6	1.0	18.6	46.2	4.6
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian	24	1.5	28.4	66.3	3.9	1.1	20.4	47.7	2.8
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian	20	2.0	32.6	59.7	5.7	1.5	24.6	45.0	4.3
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	27	1.4	27.3	65.6	5.7	1.0	20.3	48.7	4.2
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian	31	1.5	26.3	63.9	8.3	1.1	19.4	47.3	6.1
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian	23	2.0	32.0	62.4	3.6	1.4	22.2	43.2	2.5
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	25	1.8	30.3	63.3	4.5	1.4	23.3	48.8	3.5
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	29	1.2	25.8	65.0	8.0	0.8	18.7	47.1	5.8
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian	30	1.2	25.2	65.5	8.1	0.9	17.9	46.6	5.8
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	31	1.2	25.1	64.4	9.4	0.9	19.2	49.2	7.1
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian	30	1.3	25.1	65.8	7.8	0.9	17.6	46.1	5.5
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	23	1.3	28.2	65.5	4.9	1.0	21.4	49.7	3.7
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian	22	2.3	33.4	60.4	3.9	1.8	25.1	45.4	2.9
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian	23	1.3	28.5	66.7	3.4	0.9	19.5	45.7	2.3
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian	24	1.9	31.6	61.9	4.6	1.3	21.7	42.6	3.1
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian	26	2.0	29.9	62.6	5.5	1.3	20.4	42.7	3.8
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	27	1.6	28.0	61.6	8.8	1.1	19.3	42.5	6.1
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian	23	2.1	30.4	61.5	5.9	1.6	23.6	47.7	4.6
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian	15	3.3	41.3	54.3	1.1	2.4	30.9	40.6	0.8
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	32	1.2	23.1	66.3	9.4	0.9	17.6	50.5	7.1
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian	30	1.6	25.0	66.3	7.2	1.2	18.6	49.3	5.4
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian	28	1.7	26.0	66.1	6.3	1.2	18.2	46.4	4.4
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	32	1.8	25.2	60.5	12.6	1.4	19.3	46.5	9.6

Table 6.4 (2): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Average upper crust contents (McLennan, 2001)				8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	0.098	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71	2
Sample	Position	Section	Sub-stage	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	W (ppm)
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	2.09	1.07	0.01	0.75	25.63	0.04	0.71	0.11	45	0.11	1.5	18.7	3.9	0.2	11	438	0.6	23	16	4.3
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	2.67	1.27	0.01	0.60	18.32	0.03	1.04	0.17	81	0.15	2.7	38.3	4.9	0.3	18	356	0.9	40	65	6.8
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	5.40	2.42	0.02	0.93	14.18	0.06	2.04	0.33	159	0.05	3.9	48.2	6.0	0.3	21	305	0.9	61	19	5.4
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	4.54	1.83	0.03	0.86	14.08	0.09	1.24	0.20	483	0.20	6.1	46.1	82.3	0.4	34	438	1.1	61	58	3.0
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	2.21	1.35	0.02	0.58	18.43	0.04	0.80	0.15	77	0.04	2.9	28.0	4.4	0.2	16	397	0.8	31	14	8.0
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	4.55	2.36	0.02	0.79	15.13	0.10	1.62	0.30	159	0.04	4.5	48.8	6.4	0.4	25	287	1.2	57	31	2.4
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	5.44	2.44	0.02	0.84	14.06	0.06	1.90	0.28	177	0.05	5.7	57.3	9.0	0.4	28	254	1.2	65	39	2.5
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	4.29	1.86	0.02	0.71	11.70	0.09	1.49	0.25	156	0.06	6.4	65.0	10.8	0.4	27	207	1.5	75	43	11.4
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	6.32	2.70	0.02	0.98	13.15	0.09	2.24	0.39	200	0.05	5.5	49.9	7.8	0.2	23	218	1.1	60	42	2.6
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	3.95	1.71	0.04	0.76	16.34	0.07	1.08	0.16	412	0.17	4.3	32.1	53.1	0.4	22	414	0.9	40	38	2.1
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	6.38	2.85	0.03	0.65	8.15	0.34	1.77	0.37	198	0.06	17.0	62.8	21.1	0.5	41	254	1.2	84	56	5.1
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	4.21	2.09	0.02	1.02	20.78	0.23	1.07	0.25	83	<LD	7.6	51.7	11.6	<LD	33	411	3.9	85	51	1.0
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	4.11	2.18	0.02	0.95	19.89	0.22	1.10	0.24	76	<LD	8.9	53.9	11.6	<LD	36	347	3.7	82	64	1.3
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	6.79	4.02	0.04	1.22	10.92	0.39	1.95	0.38	162	<LD	13.2	84.4	20.8	<LD	43	276	4.2	104	80	1.7
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	3.67	2.23	0.02	1.07	21.08	0.24	0.97	0.23	120	4.70	7.7	50.0	9.1	<LD	31	382	3.5	72	53	1.0
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	6.98	3.32	0.05	1.07	10.10	0.48	2.02	0.39	213	<LD	17.2	75.4	18.3	<LD	55	263	3.9	102	79	3.2
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	10.17	3.88	0.10	0.78	5.38	0.53	2.51	0.54	261	<LD	21.8	101.7	23.3	<LD	57	158	3.7	154	104	2.8
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	5.37	2.71	0.09	0.92	17.14	0.30	1.34	0.28	186	<LD	13.0	76.0	13.1	<LD	36	354	3.2	92	53	1.1
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	9.74	4.32	0.10	0.91	5.22	0.47	2.46	0.54	248	<LD	20.6	101.2	25.4	<LD	55	163	7.1	137	129	2.5
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	7.40	3.19	0.07	0.91	11.71	0.44	1.86	0.38	221	<LD	13.1	74.5	19.6	<LD	54	301	6.7	117	77	2.4
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	8.11	3.54	0.09	1.06	9.41	0.50	2.11	0.42	261	<LD	18.2	83.8	19.7	<LD	59	269	4.8	126	89	2.6
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	8.13	3.64	0.07	1.07	9.20	0.48	2.08	0.42	238	<LD	24.4	84.2	19.9	<LD	62	277	4.9	130	91	3.1
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	7.54	3.44	0.07	1.19	12.03	0.42	1.88	0.37	217	<LD	14.7	75.3	18.0	<LD	51	301	4.3	123	96	2.6
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	8.37	3.65	0.05	1.38	9.11	0.49	2.23	0.43	259	<LD	18.3	83.5	16.2	<LD	50	263	4.7	117	78	3.5
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	6.66	3.07	0.11	1.19	12.30	0.48	1.63	0.35	222	<LD	10.6	73.8	14.8	<LD	37	309	5.2	108	67	2.8
TRE OG 001	Distal	Tresdoux	Middle Oxfordian	2.19	1.21	0.04	0.51	15.15	0.10	0.58	0.12	42	0.07	4.2	35.3	7.4	0.2	19	241	0.5	52	32	1.1
TRE OG 002	Distal	Tresdoux	Middle Oxfordian	3.52	1.80	0.05	0.72	25.27	0.17	0.94	0.19	69	0.15	3.6	55.6	11.6	0.3	24	390	0.8	84	56	1.9
TRE OG 003	Distal	Tresdoux	Middle Oxfordian	2.84	1.35	0.04	0.67	28.00	0.14	0.76	0.14	50	0.15	5.3	46.7	16.2	0.3	31	379	0.8	68	49	1.5
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.02	2.53	0.02	1.18	23.36	0.25	1.34	0.28	94	0.21	8.1	67.8	16.3	0.4	49	463	1.6	110	93	2.5
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.48	2.70	0.03	1.25	20.34	0.27	1.45	0.32	109	0.11	10.5	73.8	15.8	0.4	54	443	1.5	111	70	2.6
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.37	2.11	0.02	0.89	22.53	0.24	1.14	0.26	91	0.11	8.4	71.3	15.5	0.4	44	427	1.9	99	55	2.4
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.33	1.99	0.02	0.86	26.57	0.23	1.16	0.25	85	0.15	6.8	67.3	16.0	0.4	39	407	1.2	89	63	2.1
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.43	2.42	0.03	0.86	26.50	0.33	1.20	0.26	93	0.23	9.1	68.0	14.7	0.6	42	489	1.3	101	166	2.2
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.90	2.89	0.03	0.92	22.39	0.27	1.26	0.29	109	0.14	11.5	70.2	17.0	0.7	58	467	1.3	103	82	2.4
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.04	2.35	0.02	0.79	21.04	0.28	1.39	0.30	134	0.15	7.2	73.8	18.7	0.6	49	671	1.3	100	82	2.4
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.90	2.32	0.02	0.89	19.48	0.28	1.34	0.29	136	0.09	10.4	72.1	17.6	0.5	45	554	1.2	103	68	2.3
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.20	2.47	0.02	1.01	17.88	0.27	1.45	0.30	148	0.11	4.6	74.8	16.3	0.3	38	480	1.4	106	70	2.5
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	6.71	3.27	0.04	1.38	17.66	0.30	1.88	0.36	166	0.09	14.4	88.4	21.0	0.9	56	387	1.7	131	74	2.8
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.95	3.23	0.04	0.88	22.03	0.40	1.29	0.28	126	0.09	7.2	67.0	17.7	0.5	40	414	1.4	96	64	<LD
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.48	2.33	0.02	0.77	20.50	0.35	1.15	0.29	110	0.09	7.2	64.4	15.0	0.4	43	488	1.3	88	81	2.3

Table 6.5 (1): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Average upper crust contents (McLennan, 2001)				8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	0.098	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71	2
Sample	Position	Section	Sub-stage	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	W (ppm)
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	6.07	2.60	0.02	0.97	16.38	0.30	1.58	0.36	134	0.16	9.4	82.9	24.3	0.6	59	367	1.3	109	84	2.6
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.88	2.65	0.03	0.96	15.70	0.30	1.50	0.37	132	0.12	9.9	84.4	29.5	0.8	61	386	1.5	116	97	2.7
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.40	2.66	0.03	0.83	15.87	0.31	1.36	0.35	118	0.11	14.5	78.1	25.9	1.4	70	406	1.4	113	110	2.6
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	5.41	2.65	0.03	0.91	13.27	0.31	1.38	0.33	130	0.11	8.7	78.9	23.0	0.6	55	467	1.4	114	96	2.5
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	5.25	2.75	0.03	0.81	9.74	0.30	1.27	0.33	135	0.04	4.3	40.1	9.2	0.2	25	401	0.8	51	42	2.2
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	6.36	2.91	0.03	0.99	15.49	0.36	1.62	0.39	154	0.09	9.4	89.8	22.7	0.7	55	442	1.5	117	90	2.7
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	5.04	2.72	0.03	0.71	16.97	0.35	1.27	0.30	136	0.10	9.9	65.6	17.1	0.5	55	463	1.1	91	96	2.2
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	4.69	2.00	0.02	0.61	10.45	0.21	1.30	0.31	107	0.08	8.2	65.9	20.1	0.6	42	301	1.2	89	59	11.5
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	3.46	1.76	0.02	0.49	10.58	0.17	0.92	0.22	82	0.06	8.6	52.2	14.6	0.6	38	247	0.8	70	51	3.0
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	4.23	1.99	0.02	0.63	10.26	0.22	1.15	0.29	111	0.06	10.6	66.8	17.8	0.7	50	321	1.0	92	63	17.4
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	4.39	2.50	0.02	0.76	10.62	0.27	1.14	0.31	147	0.07	7.1	74.1	17.0	0.4	47	334	1.1	94	59	3.7
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.49	2.51	0.02	0.70	9.95	0.27	1.10	0.31	160	0.07	6.8	67.5	17.7	0.6	51	360	1.1	92	74	7.2
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.33	1.66	0.01	0.51	8.15	0.19	0.91	0.23	84	0.10	6.9	51.7	13.5	0.5	36	298	0.8	67	51	15.4
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.62	1.61	0.02	0.56	10.27	0.19	1.03	0.24	88	0.06	6.8	54.5	14.7	0.4	34	326	1.1	69	45	5.1
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.20	2.05	0.02	0.63	9.56	0.24	1.17	0.27	115	0.07	8.4	62.8	16.9	0.6	43	298	1.0	78	56	3.9
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.51	2.06	0.02	0.62	9.53	0.27	1.29	0.28	135	0.06	8.3	66.6	17.1	0.8	42	295	1.1	83	57	4.8
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.65	1.72	0.02	0.56	7.38	0.20	1.06	0.22	112	0.03	8.1	55.4	15.4	0.3	36	231	0.8	72	42	5.5
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.36	2.06	0.02	0.70	8.28	0.25	1.23	0.28	114	0.04	9.2	66.3	16.7	0.7	41	328	0.9	85	57	23.3
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	5.46	2.28	0.02	0.74	10.68	0.30	1.57	0.34	136	0.09	10.5	85.7	19.0	0.6	46	325	1.2	108	76	8.5
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.14	2.10	0.02	0.72	8.97	0.28	1.17	0.27	95	0.06	7.0	65.4	13.1	0.3	40	263	1.0	82	54	3.9
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.83	2.11	0.02	0.58	10.09	0.24	1.12	0.25	113	0.05	8.2	63.1	13.8	0.7	39	251	0.9	77	49	47.0
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.82	2.31	0.02	0.74	7.48	0.25	1.38	0.28	130	0.06	9.5	71.8	18.3	0.7	47	244	1.0	98	53	3.9
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.77	2.14	0.02	0.75	9.08	0.26	1.41	0.29	120	0.05	8.8	79.3	19.2	0.5	44	334	1.1	96	60	3.7
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.38	2.27	0.02	0.69	10.70	0.32	1.23	0.29	130	0.05	8.9	66.8	16.1	0.5	40	409	1.1	86	52	5.8
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.72	2.26	0.02	0.75	8.43	0.30	1.33	0.31	131	0.05	9.5	71.6	16.9	0.5	47	354	1.1	100	56	3.7
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.83	1.93	0.02	0.61	10.11	0.28	1.08	0.25	92	0.08	6.2	55.1	11.5	0.5	31	319	1.0	74	62	16.9
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.54	2.23	0.02	0.71	8.90	0.27	1.30	0.28	122	0.04	7.4	69.6	14.7	0.5	38	509	1.0	92	48	4.5
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.75	2.23	0.02	0.63	9.17	0.26	1.08	0.24	107	0.06	8.5	58.5	11.9	0.3	39	287	1.1	73	56	8.1
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.66	2.22	0.02	0.81	12.15	0.31	1.35	0.29	122	0.10	8.5	79.5	16.6	0.5	42	288	1.2	97	65	5.0
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.31	1.57	0.02	0.45	8.02	0.20	0.96	0.21	85	0.05	6.1	50.2	11.4	0.3	30	165	0.8	64	40	10.7
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian	5.96	2.70	0.02	1.26	12.75	0.44	2.12	0.29	188	0.03	5.8	47.8	11.5	0.2	23	228	1.1	59	28	2.8
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.93	1.98	0.01	0.46	7.82	0.20	1.15	0.24	94	0.05	5.8	60.4	16.4	0.4	34	177	0.9	78	52	3.1
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	4.42	2.12	0.02	0.57	8.41	0.28	1.24	0.28	137	0.05	7.9	69.2	17.0	0.3	40	199	1.1	89	54	3.6
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.47	1.85	0.02	0.43	7.85	0.24	0.97	0.23	122	0.05	7.1	57.3	12.8	0.3	36	174	0.9	71	74	3.3
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.86	1.91	0.02	0.64	11.50	0.29	1.11	0.24	131	0.05	6.9	60.8	13.3	0.4	33	229	0.9	75	49	10.5
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.57	1.43	0.01	0.46	5.72	0.18	0.73	0.18	107	0.04	5.0	42.3	9.3	0.3	25	162	0.7	50	31	3.8

Table 6.5 (2): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Sample	Position	Section	Sub-stage	Fe/ Al	Ti/ Al	Na /Al	K/Al	Ba EF	Cd EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	W EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
CRO 210	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.51	0.05	0.02	0.34	0.3	4.4	0.3	0.9	0.6	0.9	0.5	1.0	4.8	0.8	0.8	0.9	8.2	3.73
CRO 197	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.48	0.07	0.01	0.39	0.4	4.5	0.5	1.4	0.6	0.5	0.6	1.2	3.1	1.0	1.1	2.8	10.3	4.22
CRO 185	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.45	0.06	0.01	0.38	0.4	0.7	0.3	0.9	0.4	0.4	0.3	0.7	1.3	0.5	0.8	0.4	4.0	4.28
CRO 167	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.40	0.04	0.02	0.27	1.6	3.7	0.6	1.0	5.8	0.9	0.5	1.4	2.2	0.7	1.0	1.4	2.7	3.74
CRO 146	Proximal	Crotenay	Middle Oxfordian	0.61	0.07	0.02	0.36	0.5	1.5	0.6	1.2	0.6	0.9	0.6	1.3	4.1	1.1	1.1	0.7	14.5	3.74
CRO 135	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.52	0.07	0.02	0.36	0.5	0.7	0.5	1.0	0.5	0.5	0.4	1.0	1.5	0.8	0.9	0.8	2.2	3.61
CRO 133	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.45	0.05	0.01	0.35	0.5	0.7	0.5	1.0	0.5	0.4	0.4	0.9	1.1	0.7	0.9	0.8	1.8	4.32
CRO 100<	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.43	0.06	0.02	0.35	0.5	1.2	0.7	1.5	0.8	0.5	0.5	1.1	1.1	1.0	1.3	1.1	10.7	3.76
CRO 90	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.43	0.06	0.01	0.35	0.5	0.7	0.4	0.8	0.4	0.4	0.2	0.7	0.8	0.5	0.7	0.7	1.7	4.07
CRO (65)-71	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.43	0.04	0.02	0.27	1.5	3.6	0.5	0.8	4.3	1.3	0.5	1.0	2.4	0.6	0.8	1.1	2.1	3.84
CRO 50-(60)	Proximal	Crotenay	Lower Oxfordian	0.45	0.06	0.05	0.28	0.5	0.7	1.3	1.0	1.1	0.6	0.4	1.2	0.9	0.5	1.0	1.0	3.2	2.78
AR 01	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.50	0.06	0.05	0.25	0.3	< LD	0.9	1.2	0.9	0.6	< LD	1.4	2.2	2.7	1.5	1.4	1.0	2.77
AR 02	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.53	0.06	0.05	0.27	0.3	< LD	1.0	1.3	0.9	0.6	< LD	1.6	1.9	2.6	1.5	1.8	1.3	2.78
AR 03	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.59	0.06	0.06	0.29	0.3	< LD	0.9	1.2	1.0	0.7	< LD	1.2	0.9	1.8	1.2	1.3	1.0	2.70
AR 04	Intermediate	Darguil	Middle Oxfordian	0.61	0.06	0.07	0.27	0.5	105.0	1.0	1.3	0.8	0.5	< LD	1.5	2.4	2.7	1.5	1.6	1.0	2.56
GN 01	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	0.48	0.06	0.07	0.29	0.4	< LD	1.2	1.0	0.8	0.9	< LD	1.4	0.9	1.6	1.1	1.3	1.8	2.52
GN 02	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian	0.38	0.05	0.05	0.25	0.4	< LD	1.0	1.0	0.7	1.0	< LD	1.0	0.4	1.0	1.1	1.2	1.1	2.80
GN 03	Intermediate	Grand Nant	Middle Oxfordian?	0.50	0.05	0.06	0.25	0.5	< LD	1.1	1.4	0.8	2.0	< LD	1.2	1.5	1.7	1.3	1.1	0.8	2.73
GN 04	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian?	0.44	0.06	0.05	0.25	0.4	< LD	1.0	1.0	0.8	1.1	< LD	1.0	0.4	2.1	1.1	1.5	1.0	2.87
GN 05	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.43	0.05	0.06	0.25	0.4	< LD	0.8	1.0	0.9	1.2	< LD	1.3	0.9	2.6	1.2	1.2	1.3	2.66
GN 06	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.44	0.05	0.06	0.26	0.5	< LD	1.1	1.0	0.8	1.4	< LD	1.3	0.8	1.7	1.2	1.2	1.3	2.63
GN 07	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.45	0.05	0.06	0.26	0.4	< LD	1.4	1.0	0.8	1.1	< LD	1.4	0.8	1.7	1.2	1.3	1.5	2.67
GN 08	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.46	0.05	0.06	0.25	0.4	< LD	0.9	1.0	0.8	1.1	< LD	1.2	0.9	1.6	1.2	1.4	1.4	2.73
GN 09	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.44	0.05	0.06	0.27	0.5	< LD	1.0	1.0	0.6	0.6	< LD	1.1	0.7	1.6	1.1	1.1	1.7	2.68
GN 10	Intermediate	Grand Nant	Lower Oxfordian	0.46	0.05	0.07	0.24	0.5	< LD	0.8	1.1	0.7	2.0	< LD	1.0	1.1	2.2	1.2	1.1	1.7	2.47
TRE OG 001	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.55	0.05	0.05	0.26	0.3	2.5	0.9	1.6	1.1	2.3	0.6	1.6	2.5	0.7	1.8	1.7	2.1	2.92
TRE OG 002	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.51	0.05	0.05	0.27	0.3	3.6	0.5	1.5	1.1	1.7	0.5	1.3	2.5	0.6	1.8	1.8	2.1	2.90
TRE OG 003	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.48	0.05	0.05	0.27	0.3	4.3	0.9	1.6	1.8	2.1	0.6	2.0	3.1	0.8	1.8	2.0	2.2	2.86
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.50	0.06	0.05	0.27	0.3	3.5	0.8	1.3	1.0	0.6	0.4	1.8	2.1	0.9	1.6	2.1	2.0	2.85
OZE OG 002	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.49	0.06	0.05	0.27	0.3	1.7	0.9	1.3	0.9	0.6	0.4	1.8	1.9	0.8	1.5	1.4	1.9	2.86
OZE OG 003	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.48	0.06	0.05	0.26	0.3	2.1	0.9	1.6	1.1	0.7	0.5	1.8	2.2	1.2	1.7	1.4	2.2	2.76
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.46	0.06	0.05	0.27	0.3	2.8	0.7	1.5	1.2	0.7	0.4	1.6	2.2	0.8	1.5	1.7	2.0	2.75
OZE OG 005	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.55	0.06	0.07	0.27	0.3	4.2	1.0	1.5	1.1	1.0	0.7	1.8	2.5	0.8	1.7	4.2	2.0	2.44
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.59	0.06	0.05	0.26	0.3	2.3	1.1	1.4	1.1	0.7	0.8	2.2	2.2	0.7	1.6	1.9	1.9	2.74
OZE OG 007	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.47	0.06	0.06	0.28	0.4	2.4	0.7	1.4	1.2	0.6	0.6	1.8	3.1	0.7	1.5	1.8	1.9	2.73
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.47	0.06	0.06	0.27	0.4	1.6	1.0	1.4	1.2	0.5	0.5	1.7	2.6	0.7	1.6	1.6	1.9	2.71
OZE OG 009	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.48	0.06	0.05	0.28	0.4	1.7	0.4	1.4	1.0	0.6	0.3	1.3	2.1	0.7	1.5	1.5	1.9	2.81
OZE OG 010	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.49	0.05	0.04	0.28	0.4	1.1	1.0	1.3	1.0	0.7	0.7	1.5	1.3	0.7	1.5	1.3	1.7	2.96
OZE OG 011	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.65	0.06	0.08	0.26	0.4	1.5	0.7	1.3	1.2	1.0	0.6	1.5	1.9	0.8	1.5	1.5	< LD	2.35
OZE OG 012	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.52	0.06	0.08	0.26	0.4	1.7	0.8	1.4	1.1	0.7	0.4	1.7	2.5	0.9	1.5	2.0	2.0	2.38
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.43	0.06	0.05	0.26	0.3	2.1	0.7	1.3	1.3	0.5	0.5	1.8	1.4	0.6	1.4	1.6	1.7	2.86
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.45	0.06	0.05	0.25	0.3	1.7	0.8	1.4	1.6	0.7	0.7	1.9	1.5	0.7	1.5	1.9	1.8	2.82
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.49	0.06	0.06	0.25	0.3	1.7	1.3	1.4	1.5	0.9	1.4	2.4	1.7	0.8	1.6	2.3	1.9	2.69

Table 6.6 (1): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Sample	Position	Section	Sub-stage	Fe/ Al	Ti/ Al	Na /Al	K/Al	Ba EF	Cd EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	W EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
OZE OG 016	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.49	0.06	0.06	0.25	0.4	1.7	0.8	1.4	1.4	0.8	0.6	1.9	2.0	0.7	1.6	2.0	1.9	2.69
OZE OG 019	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.52	0.06	0.06	0.24	0.4	0.5	0.4	0.7	0.6	0.7	0.3	0.9	1.8	0.4	0.7	0.9	1.7	2.69
OZE OG 017	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.46	0.06	0.06	0.26	0.4	1.1	0.7	1.4	1.1	0.6	0.6	1.6	1.6	0.7	1.4	1.6	1.7	2.72
OZE OG 018	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.54	0.06	0.07	0.25	0.4	1.6	0.9	1.3	1.1	0.7	0.5	2.0	2.1	0.6	1.4	2.2	1.8	2.50
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.43	0.07	0.05	0.28	0.3	1.4	0.8	1.4	1.4	0.7	0.7	1.6	1.5	0.7	1.4	1.4	9.9	2.92
OZE OG 021	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.51	0.06	0.05	0.26	0.3	1.4	1.2	1.5	1.4	0.9	0.9	2.0	1.6	0.7	1.5	1.7	3.4	2.87
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.47	0.07	0.05	0.27	0.4	1.2	1.2	1.5	1.4	0.7	0.8	2.1	1.7	0.6	1.6	1.7	16.6	2.79
OZE OG 023	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.57	0.07	0.06	0.26	0.5	1.2	0.8	1.6	1.2	0.6	0.5	2.0	1.7	0.7	1.6	1.5	3.4	2.65
OZE OG 024	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.56	0.07	0.06	0.25	0.5	1.3	0.7	1.5	1.3	0.5	0.7	2.1	1.8	0.7	1.5	1.9	6.4	2.64
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.50	0.07	0.06	0.27	0.4	2.4	1.0	1.5	1.3	0.5	0.9	2.0	2.1	0.7	1.5	1.7	18.6	2.68
OZE OG 026	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.44	0.07	0.05	0.28	0.4	1.3	0.9	1.5	1.3	0.6	0.5	1.7	2.1	0.9	1.4	1.4	5.6	2.78
OZE OG 027	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.49	0.06	0.06	0.28	0.4	1.3	1.0	1.4	1.3	0.5	0.7	1.9	1.6	0.7	1.4	1.5	3.8	2.70
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.46	0.06	0.06	0.29	0.4	1.0	0.9	1.4	1.2	0.5	0.9	1.7	1.5	0.7	1.4	1.4	4.3	2.67
OZE OG 029	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.47	0.06	0.05	0.29	0.4	0.7	1.0	1.5	1.4	0.6	0.5	1.8	1.5	0.6	1.5	1.3	6.1	2.75
OZE OG 030	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.47	0.06	0.06	0.28	0.4	0.8	1.0	1.5	1.2	0.6	0.8	1.7	1.7	0.6	1.5	1.5	21.5	2.70
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.42	0.06	0.05	0.29	0.4	1.3	0.9	1.5	1.1	0.6	0.6	1.5	1.4	0.7	1.5	1.6	6.3	2.75
OZE OG 032	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.51	0.06	0.07	0.28	0.3	1.3	0.8	1.5	1.0	0.6	0.4	1.7	1.5	0.7	1.5	1.5	3.8	2.54
OZE OG 033	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.55	0.07	0.06	0.29	0.4	1.0	1.0	1.6	1.2	0.7	0.9	1.8	1.5	0.7	1.5	1.4	49.3	2.62
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.48	0.06	0.05	0.29	0.4	1.0	0.9	1.4	1.2	0.5	0.8	1.8	1.2	0.6	1.5	1.3	3.2	2.81
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.45	0.06	0.05	0.29	0.4	0.9	0.9	1.6	1.3	0.5	0.5	1.7	1.6	0.6	1.5	1.4	3.1	2.75
OZE OG 036	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.52	0.07	0.07	0.28	0.4	0.9	1.0	1.5	1.2	0.7	0.6	1.7	2.1	0.7	1.5	1.3	5.3	2.46
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.48	0.06	0.06	0.28	0.4	0.9	0.9	1.5	1.1	0.6	0.6	1.8	1.7	0.7	1.6	1.3	3.2	2.59
OZE OG 038	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.50	0.07	0.07	0.28	0.3	1.8	0.8	1.4	1.0	0.7	0.7	1.5	1.9	0.7	1.5	1.8	17.7	2.44
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OZE OG 040	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.49	0.06	0.06	0.29	0.4	0.8	0.8	1.5	1.0	0.5	0.5	1.5	2.6	0.6	1.5	1.2	4.0	2.68
OZE OG 041	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OZE OG 042	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.59	0.06	0.07	0.29	0.4	1.4	1.1	1.5	1.0	0.6	0.4	1.9	1.8	0.8	1.5	1.7	8.6	2.49
OZE OG 043	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.48	0.06	0.07	0.29	0.4	1.7	0.9	1.7	1.1	0.7	0.5	1.6	1.4	0.8	1.6	1.6	4.3	2.55
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.47	0.06	0.06	0.29	0.4	1.2	0.9	1.5	1.1	0.6	0.5	1.7	1.1	0.7	1.4	1.4	13.0	2.67
OZE OG 046	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.45	0.05	0.07	0.36	0.5	0.5	0.5	0.8	0.6	0.5	0.2	0.7	0.9	0.5	0.7	0.5	1.9	2.44
OZE OG 047	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.50	0.06	0.05	0.29	0.3	1.0	0.7	1.5	1.3	0.4	0.5	1.6	1.0	0.7	1.5	1.5	3.2	2.82
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.48	0.06	0.06	0.28	0.5	0.9	0.8	1.5	1.2	0.5	0.4	1.7	1.0	0.7	1.5	1.4	3.3	2.60
OZE OG 049	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.53	0.07	0.07	0.28	0.5	1.2	1.0	1.6	1.2	0.6	0.5	1.9	1.2	0.7	1.5	2.4	3.8	2.52
OZE OG 050	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.49	0.06	0.07	0.29	0.5	1.0	0.8	1.5	1.1	0.8	0.6	1.6	1.4	0.6	1.5	1.4	11.0	2.44
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.56	0.07	0.07	0.28	0.6	1.2	0.9	1.6	1.2	0.6	0.6	1.7	1.4	0.7	1.5	1.4	5.9	2.51

Table 6.6 (2): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

	RC1	RC2	RC3	RC4	Communality	Uniqueness	Complexity
TOC	0.12	-0.11	0.79	0.24	0.71	0.29	1.3
Mode	0.32	0.62	0.17	0.25	0.57	0.43	2.1
Clay	0.46	-0.50	0.11	-0.30	0.56	0.44	2.8
Cohesive silts	-0.11	-0.57	-0.43	-0.37	0.65	0.35	2.7
Sortable silts	-0.15	-0.20	0.48	0.43	0.47	0.53	2.6
Sands	0.17	0.78	0.04	0.07	0.65	0.35	1.1
CaCO ₃	0.09	-0.32	-0.86	0.03	0.86	0.14	1.3
IS	0.32	-0.79	0.12	0.05	0.74	0.26	1.4
Illite	-0.45	0.77	0.00	0.03	0.80	0.20	1.6
Kaolinite	0.05	-0.54	-0.14	0.04	0.32	0.68	1.2
Chlorite	0.36	0.63	0.14	-0.20	0.58	0.42	2.0
IK	-0.11	0.06	0.03	0.38	0.16	0.84	1.2
IE	-0.10	0.50	-0.26	-0.34	0.44	0.56	2.4
Fe/Al	0.45	-0.16	-0.23	-0.26	0.35	0.65	2.5
Mg/Ca	-0.44	0.56	0.50	-0.18	0.79	0.21	3.1
Ti/Al	0.48	-0.39	0.44	-0.34	0.69	0.31	3.8
K/Al	-0.49	-0.61	-0.06	-0.09	0.62	0.38	2.0
Sr/Ca	0.10	0.08	0.69	0.07	0.49	0.51	1.1
Sr EF	0.33	-0.43	-0.53	0.19	0.62	0.38	3.0
Ba EF	-0.31	-0.03	0.01	0.78	0.70	0.30	1.3
V EF	0.91	-0.01	-0.07	-0.17	0.85	0.15	1.1
Cr EF	0.85	-0.23	0.10	-0.13	0.81	0.19	1.2
Co EF	0.45	0.53	0.23	-0.11	0.55	0.45	2.5
Ni EF	0.91	-0.04	0.21	0.03	0.88	0.12	1.1
Cu EF	0.12	-0.10	-0.01	0.82	0.70	0.30	1.1
Zn EF	0.70	0.01	-0.14	0.04	0.51	0.49	1.1
U EF	-0.16	0.60	-0.32	-0.23	0.54	0.46	2.0
Mn EF	0.06	0.48	-0.60	0.21	0.64	0.36	2.2
Pb EF	0.77	0.03	0.09	0.01	0.61	0.39	1.0
Ce EF	0.64	0.17	-0.09	-0.14	0.46	0.54	1.3
W EF	0.17	-0.33	0.22	-0.08	0.19	0.81	2.5

	RC1	RC2	RC3	RC4
SS loadings	6.08	5.99	3.86	2.58
Proportion Var	0.22	0.19	0.12	0.08
Cumulative Var	0.20	0.39	0.51	0.60
Proportion Explained	0.33	0.32	0.21	0.14
Cumulative Proportion	0.33	0.65	0.86	1.00

Table 6.7: The strong correlations ($r \geq |0.75|$) are indicated in white with a black background and moderate ($|0.5| \leq r \leq |0.75|$) correlation are indicated with gray background. Communality, uniqueness and complexity are indicated.

Table 6.8 (1): Molecular geochemical parameters from aliphatic and aromatic fractions of samples from the distal position.

Sample	Position	Section	Sub-stage	Source related parameters					Maturity parameters						
				Hop/Ster	CPI ^a	C27% ^b	C28% ^b	C29% ^b	Hopane C ₃₂ (22S/22S+22R)	Hopane C ₃₀ βα(βα+αβ)	Ts (Ts+Tm)	MPR ^c	MPI1 ^d	MPI2 ^e	Rc ^f
TRE OG 001	Distal	Treschèoux	Middle Oxfordian	14.73	1.61	19.37	23.24	57.39	0.54	0.12	0.36	0.60	0.13	0.15	0.48
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	14.45	2.09	17.81	37.50	44.68	0.48	0.13	0.22	0.92	0.35	0.38	0.61
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	9.49	1.82	11.95	47.23	40.82	0.49	0.10	0.21	1.35	0.33	0.35	0.60
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	5.79	2.19	18.32	40.84	40.84	0.45	0.13	0.17	1.72	0.25	0.28	0.55
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	4.72	1.76	13.27	40.57	46.16	0.45	0.13	0.19	1.37	0.36	0.40	0.62
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	3.13	1.93	19.52	45.06	35.41	0.37	0.14	0.25	1.39	0.46	0.50	0.67
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	2.02	2.10	32.79	24.62	42.59	0.43	0.15	0.32	1.28	0.24	0.26	0.54
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	1.76	1.96	41.86	20.03	38.11	0.45	0.14	0.30	1.29	0.50	0.54	0.70
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	3.48	1.78	37.63	12.08	50.29	0.45	0.12	0.26	1.29	0.50	0.54	0.70
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.83	2.12	41.86	14.76	43.38	0.41	0.11	0.26	1.33	0.49	0.54	0.69
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.56	1.86	31.76	17.75	50.49	0.42	0.12	0.30	1.42	0.52	0.53	0.71
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	1.87	1.89	40.75	21.31	37.94	0.41	0.09	0.48	1.31	0.83	0.90	0.90
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.03	1.21	30.47	21.08	48.45	0.43	0.14	0.43	1.50	1.86	2.08	1.52
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.13	2.34	39.67	16.86	43.47	0.40	0.11	0.46	1.65	1.81	1.89	1.49
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	3.49	1.88	32.59	21.34	46.07	0.42	0.12	0.29	0.99	1.05	1.17	1.03
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.69	1.90	35.32	22.21	42.46	0.49	0.09	0.41	1.34	1.09	1.19	1.05
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.49	2.05	31.13	23.90	44.97	0.44	0.10	0.46	1.47	1.72	1.94	1.43
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.82	2.00	30.38	20.34	49.28	0.50	0.10	0.44	1.41	1.73	1.93	1.44
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.73	1.97	28.80	38.87	32.33	0.53	0.11	0.49	1.41	1.65	1.91	1.39
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	2.08	2.06	33.10	33.69	33.22	0.42	0.11	0.48	1.58	2.13	2.28	1.68

^a Carbon Preference Index = $\frac{[(n-C_{25} + n-C_{27} + n-C_{29} + n-C_{31} + n-C_{33}) / (n-C_{26} + n-C_{28} + n-C_{30} + n-C_{32} + n-C_{34})] + [(n-C_{25} + n-C_{27} + n-C_{29} + n-C_{31} + n-C_{33}) / (n-C_{26} + n-C_{28} + n-C_{30} + n-C_{32} + n-C_{34})]}{2}$

^b Relative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the ααR isomers.

^c $[2-MP] / [1-MP]$ Radke et al. (1986)

^d $\{1.5([2-MP] + [3-MP]) / ([P] + [1-MP] + [9-MP])\}$ Radke et al. (1986)

^e $\{3[2-MP] / ([P] + [1-MP] + [9-MP])\}$ Radke et al. (1986)

^f $0.6(MPI1) + 0.4$ Radke and Welte (1983)

^g Dibenzofuran

^h Methyl dibenzofuran

ⁱ Dimethyl dibenzofuran

^j Trimethyl dibenzofuran

Table 6.8 (2): Molecular geochemical parameters from aliphatic and aromatic fractions of samples from the distal position.

Sample	Position	Section	Sub-stage	Terrestrial input parameters					Terrestrial index (TI)
				Pyrene ($\mu\text{m/g}$)	DBF ^g ($\mu\text{m/g}$)	MEDBF ^h ($\mu\text{m/g}$)	DMEDBF ⁱ ($\mu\text{m/g}$)	MEDBF ^j ($\mu\text{m/g}$)	Sum DBF+MEDBF+DMEDBF+TMEDBF ($\mu\text{m/g}$)
TRE OG 001	Distal	Trescléoux	Middle Oxfordian	0.002339723	0.000351838	0.000358195	0	0	0.000710033
OZE OG 001	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.0065454	0.006304714	0.006393506	0.001945863	0.000376959	0.015021042
OZE OG 004	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.002475122	0.002975933	0.002438059	0.000777902	0.000107813	0.006299707
OZE OG 006	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.004055181	0.007700524	0.004228455	0.001402778	0.000960632	0.014292389
OZE OG 008	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.002267726	0.007367704	0.004741642	0.001499543	0.000313752	0.013922642
OZE OG 013	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.008862627	0.008016714	0.013917089	0.00665823	0.001508963	0.030100997
OZE OG 014	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.041329669	0.004418222	0.010052384	0.01903763	0.003867886	0.037376123
OZE OG 015	Distal	Oze	Middle Oxfordian	0.008127946	0.00501819	0.005368988	0.006196567	0.001171362	0.017755108
OZE OG 020	Distal	Oze	Lower Oxfordian?	0.085517659	0.057136593	0.046836356	0.043664564	0.005113642	0.152751155
OZE OG 022	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.011135802	0.008906767	0.013191932	0.005705704	0.000620997	0.0284254
OZE OG 025	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.016923229	0.015636912	0.033651354	0.013607015	0	0.062895281
OZE OG 028	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.002799085	0.007504561	0.004176147	0.00510051	0.001365178	0.018146397
OZE OG 031	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.117462881	0.132478238	0.207084932	0.126574689	0.045168052	0.51130591
OZE OG 034	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.058317291	0.38212225	0.994689343	0.749680183	0.157067807	2.283559582
OZE OG 035	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.015867412	0.005951819	0.005152245	0.01116554	0.001997354	0.024266958
OZE OG 037	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.023862537	0.012696998	0.037483623	0.053927161	0.008899849	0.11300763
OZE OG 039	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.040762008	0.117654021	0.087970141	0.062408496	0.011329013	0.279361672
OZE OG 045	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.116398243	0.026622726	0.12180382	0.050135509	0.036666316	0.235228371
OZE OG 048	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.119467717	0.077629332	0.083274114	0.052704628	0.025024369	0.238632443
OZE OG 051	Distal	Oze	Lower Oxfordian	0.185750609	0.065160539	0.438404837	0.153725682	0.070868682	0.72815974

^a Carbon Preference Index = $\frac{[(n\text{-C}25+n\text{-C}27+n\text{-C}29+n\text{-C}31+n\text{-C}33)]}{(n\text{-C}26+n\text{-C}28+n\text{-C}30+n\text{-C}32+n\text{-C}34)} + \frac{[(n\text{-C}25+n\text{-C}27+n\text{-C}29+n\text{-C}31+n\text{-C}33)]}{(n\text{-C}26+n\text{-C}28+n\text{-C}30+n\text{-C}32+n\text{-C}34)}/2$

^b Relative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the $\alpha\alpha\alpha$ R isomers.

^c $\frac{[2\text{-MP}]}{[1\text{-MP}]}$ Radke et al. (1986)

^d $\frac{1.5([2\text{-MP}] + [3\text{-MP}])}{([P] + [1\text{-MP}] + [9\text{-MP}])}$ Radke et al. (1986)

^e $\frac{3[2\text{-MP}]}{([P] + [1\text{-MP}] + [9\text{-MP}])}$ Radke et al. (1986)

^f $0.6(\text{MP}1) + 0.4$ Radke and Welte (1983)

^g Dibenzofuran

^h Methyl dibenzofuran

ⁱ Dimethyl dibenzofuran

^j Trimethyl dibenzofura

Compound		m/z
1	Methyl-1-1'-biphenyl	168,153,152
2	4-Methyl-1-1'-biphenyl	168,153,152
3	1,3,6-TMN	170,155
4	Dimethylbiphenyl	182,167
5	1,4,6+1,3,5-TMN	170,155
6	2,3,6-TMN	170,155
7	1.6.7-TMN	170,155
8	Fluorene	166
9	MDBF	182,181,152
10	Methylfluorene	180,165
11	DMDBF	196,181
12	Phenanthrene	178
13	Anthracene D10	188
14	DMFL	194,179
15	TMDBF	210,196
16	Phenyl-naphthalene	204
17	3-MP	192,165
18	2-MP	192,165
19	9-MP	192,165
20	1-MP	192,165
21	TMFL	208, 193
22	Phenyl-naphthalene	204
23	TeDBF	209,224
24	2-+9-+1-EP+3,6-DMP	206,191
25	2,6- + 2,7-DMP	206,191
26	1,3- + 2,10- + 3,9- + 3,10-DMP	206,191
27	1,6- + 2,9-DMP	206,191
28	1,7-DMP	206,191
29	Fluoranthene	202
30	2,3- + 1,9-DMP	206,191
31	Methylphenyl-naphthalene	218, 202
32	Pyrene	202
33	TMP	220
34	C1 Alkylpyrene/ alkylbenzofluorene	215, 216
35	TeMP	234, 219
36	C2 Alkylpyrene/ alkylbenzofluorene	229, 230
37	Benzanthracene	228
38	Methylbenzanthracene	242, 241
39	C2-alkylbenzanthracene	256, 255
40	Benzopyrene/ methylbenzofluoranthene	252
41	Perylene	252
42	C1 alkylbenzopyrene/ alkylbenzofluoranthene	265, 266

Table 6.9: Aromatic hydrocarbons identified.

Sample	Section	Description	Position in sequence stratigraphy	Average SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Source of average SR or calibration data	Sources
GLE OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	29	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Köllner et al. (2001)
GLE OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	30	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Westermann et al. (2013)
GLE OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	27	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Mainiero et al. (2010)
GLE OG 004-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	39	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Henle et al. (2003)
GLE OG 005-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	44	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Huang et al. (2010)
GLE OG 006-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	36	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Dauphin (2002)
GLE OG 007-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	30	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Bréhéret (1997)
GLE OG 008-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	42	Average SR of MB Fm ¹⁰	¹⁰ : Heinricher et al. (2006)
GLE OG 009-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	41	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLE OG 010-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	29	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLE OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	LST	3.0	40	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLER OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	HST	3.0	42	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLER OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	HST	3.0	31	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLER OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	HST	3.0	27	Average SR of MB Fm ¹⁰	
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	27	Thickness of Goguel Level: 1268 cm ¹⁰ Duration: 1110 kyr ¹⁰	
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	19		
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	19		
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	26		
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	56		
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	12		
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	MFS	1.2	7		
GLER OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	TST	2.3	29	SR in ^{10,11}	
GLER OG 012-h	Glaise	Hemipelagite	TST	5.2	36	SR in ^{10,11}	
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeyseye	Hemipelagite	HST	3.0	114	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeyseye	Hemipelagite	HST	3.0	99	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	224	Thickness of Paquier Level: 163 cm ¹⁰ Duration: 44 kyr ¹⁰	
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	235		
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	252		
ARB OG 003-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	240		
ARB OG 004-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	224		
ARB OG 005-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	220		
ARB OG 006-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	208		
ARB OG 007-p	L'Arboudeyseye	Paquier Level	MFS	3.7	275		
ARB OG 008-h	L'Arboudeyseye	Hemipelagite	TST	3.0	102	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ARB OG 009-h	L'Arboudeyseye	Hemipelagite	TST	3.0	81	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ARB OG 010-h	L'Arboudeyseye	Hemipelagite	TST	3.0	108	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	MFS	-	-	-	
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	MFS	-	-	-	
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	MFS	-	-	-	
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	MFS	-	-	-	
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	68	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	80	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	142	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	86	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND2 001-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	82	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND2 002-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	104	Average SR of MB Fm ¹⁰	
ND2 003-h	Notre-Dame	Hemipelagite	TST	3.0	80	Average SR of MB Fm ¹⁰	
PRE OG 001-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	43	Average SR of MB Fm ¹⁰	
PRE OG 002-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	50	Average SR of MB Fm ¹⁰	

Table 7.3 (1): Accumulation rates calculated for the sections studied from literatures and positions of samples in the sequence-stratigraphy framework.

Sample	Section	Description	Position in sequence stratigraphy	Average SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Source of average SR or calibration data	Sources
PRE OG 003-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	53	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Köster et al. (2001)
PRE OG 004-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	41	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Westermann et al. (2013)
PRE OG 005-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	27	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Mainemero et al. (2010)
PRE OG 006-h	Pré-Gultard	Hemipelagite	TST	3.0	25	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Henle et al. (2003)
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	90	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Huang et al. (2010)
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	62	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Dauphin (2002)
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	75	Average SR of MB Fm ⁶⁰	⁶⁰ : Bréhéret (1997)
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	311	Thickness of Falot Interval: 2000 cm ⁶¹ Duration: 360 kyr ⁶¹	⁶¹ : Hemhofer et al. (2006)
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	HST	3.0	30	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	42	Thickness of Goguel Level: 17000 cm ⁶² Duration: 1110 kyr ⁶²	
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	58		
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	40		
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	29		
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	40		
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	60		
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	44		
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	43		
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	MFS	1.5	55		
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	153	Thickness of Falot Interval: 2000 cm ⁶¹ Duration: 360 kyr ⁶¹	
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	119		
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	127		
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	211		
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	140		
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	156		
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	312		
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	288		
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Falot Interval	HST	5.6	292		
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	HST	3.0	37	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	MFS	2.7	37	Thickness of Niveau Noir Interval: 800 cm ⁶³ Duration: 300 kyr ⁶³	
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	MFS	2.7	45		
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	MFS	2.7	24		
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	MFS	2.7	29		
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	TST	3.0	15	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	29	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	29	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	38	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	LST	3.0	37	Average SR of MB Fm ⁶⁰	
SAUZ OG 01-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	30	Thickness of Goguel Level: 430 cm ⁶⁴ Duration: 1110 kyr ⁶⁴	
SAUZ OG 02-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	17		
SAUZ OG 03-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	33		
SAUZ OG 04-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	27		
SAUZ OG 05-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	46		
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	16		
SAUZ OG 06-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	31		
SAUZ OG 07-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	32		
SAUZ OG 08-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	37		
SAUZ OG 09-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	68		
SAUZ OG 10-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	3		
SAUZ OG 11-g	Sauzeuries	Goguel Level	MFS	0.4	25		
SC OG 001-h	Serre-Chailieu	Hemipelagite	HST	3.0	24		Average SR of MB Fm ⁶⁰

Table 7.3 (2): Accumulation rates calculated for the sections studied from literatures and positions of samples in the sequence-stratigraphy framework.

Sample	Section	Description	Position in sequence stratigraphy	Average SR (cm/kyr)	TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Source of average SR or calibration data	Sources	
SC OG 002-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	3.0	30	Average SR of MB Fm ^(a)	^(a) : Köllner et al. (2001)	
SC OG 003-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	3.0	25	Average SR of MB Fm ^(a)	^(a) : Westermann et al. (2013)	
SC OG 004-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	62	Thickness of Falot Interval: 2100 cm ^(b) Duration: 360 kyr ^(b)	^(b) : Malinverno et al. (2010)	
SC OG 005-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	94		^(c) : Herrle et al. (2003)	
SC OG 006-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	93		^(d) : Huang et al. (2010)	
SC OG 007-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	132		^(e) : Dauphin (2002)	
SC OG 008-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	120		^(f) : Bréhéret (1997)	
SC OG 009-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	69		^(g) : Heimhofer et al. (2006)	
SC OG 010-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	5.8	69			
SC OG 011-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	224			
SC OG 012-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	178			
SC OG 013-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	5.8	65			
SC OG 014-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	5.8	81			
SC OG 015-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	78			
SC OG 016-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	5.8	72			
SC OG 017-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	123			
SC OG 018-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	5.8	74			
SC OG 019-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	HST	5.8	240			
SC OG 020-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	3.0	35		Average SR of MB Fm ^(a)	
SC OG 021-h	Serre-Chatieau	Hemipelagite	HST	3.0	40		Average SR of MB Fm ^(a)	
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	HST	3.0	30	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	MFS	2.5	84	Thickness of Jacob Level: 100 cm ^(b) Duration: 40 kyr ^(b)		
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	MFS	2.5	114			
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	MFS	2.5	78			
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	TST	3.0	66	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	TST	3.0	23	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hemipelagite	TST	3.0	37	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	TST	3.0	85	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hemipelagite	TST	3.0	52	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	TST	0.7	39	Thickness of Kilian Level: 100 cm ^(b) Duration: 120 kyr ^(b)		
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	TST	0.7	19			
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	LST	3.0	61	Average SR of MB Fm ^(a)		
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	LST	3.0	46	Average SR of MB Fm ^(a)		

Table 7.3 (3): Accumulation rates calculated for the sections studied from literatures and positions of samples in the sequence-stratigraphy framework.

Section	Average TOC (wt%)	Average SR (cm/kyr)	Average TOC MAR (mg/cm2/kyr)	Number of samples	Sources
Serre-Chatieau	1.22 ^(a)	1.1	31	20	^(a) : Malinverno et al. (2010)
Gaubert	2.03 ^(c)	8.6	409	4	^(b) : Huang et al. (2010)
Pré-Guitard	1.50 ^(c)	3.8	132	5	^(c) : Bréhéret (1997)
Sauzeries	2.10 ^(a)	0.6	31	5	^(d) : Dauphin (2002)
Pré-Guitard	0.91 ^(c)	0.8	18	6	^(e) : Ando et al. (2017)
Saint-André-les-Alpes	2.64 ^(a)	0.7	44	2	^(f) : Tribouillard and Gorin (1991)
Hyèges, Les Ravelés	2.34 ^(c)	5.2	287	22	^(g) : Heimhofer et al. (2004)
Le Coulet	3.08 ^(c)	4.1	297	16	
Moriez	2.37 ^(a)	3.4	190	38	
Palluel	2.50 ^(f)	4.1	241	13	
Pré-Guitard	2.58 ^(c)	4.1	248	9	

Table 7.4: Accumulation rates calculated from literatures.

Sample	Section	Description	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
				Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
GLE OG 001-h	Glaise	Hempelagite	31	1.3	26.3	66.0	6.4	0.6	11.6	29.2	2.8
GLE OG 002-h	Glaise	Hempelagite	32	1.2	31.4	61.2	6.3	0.6	14.5	28.3	2.9
GLE OG 003-h	Glaise	Hempelagite	34	1.9	32.2	56.5	9.4	0.9	15.0	26.4	4.4
GLE OG 004-h	Glaise	Hempelagite	29	1.0	30.6	63.1	5.3	0.6	19.8	40.8	3.4
GLE OG 005-h	Glaise	Hempelagite	40	1.2	24.5	59.7	14.6	0.8	15.7	38.1	9.3
GLE OG 006-h	Glaise	Hempelagite	30	0.9	27.9	64.2	6.9	0.6	16.8	38.6	4.2
GLE OG 007-h	Glaise	Hempelagite	56	0.8	21.4	51.8	26.0	0.4	11.7	28.3	14.2
GLE OG 008-h	Glaise	Hempelagite	65	0.7	17.1	47.8	34.4	0.4	10.3	28.7	20.6
GLE OG 009-h	Glaise	Hempelagite	55	1.3	25.8	49.4	23.5	0.8	15.5	29.7	14.2
GLE OG 010-h	Glaise	Hempelagite	42	1.2	24.8	57.6	16.4	0.6	13.1	30.5	8.7
GLE OG 011-h	Glaise	Hempelagite	54	0.9	20.4	54.0	24.8	0.6	14.0	36.9	16.9
GLER OG 001-h	Glaise	Hempelagite	39	0.9	26.5	57.7	14.9	0.6	18.4	40.1	10.3
GLER OG 002-h	Glaise	Hempelagite	14	1.3	38.8	56.1	3.8	0.9	26.0	37.6	2.6
GLER OG 003-h	Glaise	Hempelagite	19	1.5	36.8	58.2	3.5	1.1	27.0	42.7	2.6
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	19	2.3	36.8	53.7	7.1	2.0	32.0	46.7	6.2
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	17	1.2	36.0	59.7	3.2	1.1	31.8	52.7	2.8
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	19	1.3	35.3	60.0	3.4	1.1	30.2	51.5	2.9
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	15	1.3	38.0	55.9	4.8	1.2	34.4	50.6	4.4
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	20	1.1	31.4	55.8	11.7	1.1	28.9	51.3	10.8
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	14	1.7	42.2	54.7	1.4	1.7	41.3	53.6	1.4
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	18	1.0	34.8	56.8	7.4	1.0	34.4	56.2	7.3
GLER OG 011-h	Glaise	Hempelagite	33	0.8	27.1	54.7	17.4	0.7	26.3	53.0	16.9
GLER OG 012-h	Glaise	Hempelagite	45	0.6	19.3	57.8	22.2	0.5	14.2	42.6	16.4
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	26	0.5	25.3	67.4	6.8	0.4	20.5	54.5	5.5
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	13	1.4	38.1	54.1	6.4	1.0	28.0	39.7	4.7
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	16	0.7	32.6	57.7	9.0	0.5	22.8	40.3	6.3
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	31	0.7	27.2	60.9	11.2	0.3	13.5	30.1	5.5
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	18	0.7	29.3	55.8	14.3	0.5	19.6	37.3	9.6
ARB OG 003-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	27	0.6	28.7	59.4	11.3	0.4	20.8	43.1	8.2
ARB OG 004-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	31	0.5	23.7	62.0	13.8	0.3	13.8	36.2	8.1
ARB OG 005-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	33	0.3	19.5	64.3	16.0	0.2	13.4	44.1	11.0
ARB OG 006-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	28	0.4	21.5	69.1	9.0	0.3	16.3	52.3	6.8
ARB OG 007-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	25	0.4	24.4	63.7	11.6	0.2	15.4	40.1	7.3
ARB OG 008-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	39	0.5	22.6	60.5	16.4	0.3	14.3	38.3	10.4
ARB OG 009-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	18	0.7	35.1	60.8	3.4	0.5	22.3	38.8	2.1
ARB OG 010-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	45	0.7	20.7	58.8	19.8	0.4	13.2	37.6	12.7
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	47	1.1	29.6	50.3	19.0	0.9	24.0	40.7	15.4
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	15	1.9	35.5	51.1	11.5	1.5	28.2	40.6	9.1
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	15	1.9	34.8	51.6	11.7	1.6	28.8	42.7	9.7
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	13	2.4	37.8	50.9	8.8	2.0	31.4	42.2	7.3
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hempelagite	18	2.1	35.1	54.2	8.6	1.9	31.3	48.2	7.7
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hempelagite	38	1.3	26.6	56.7	15.3	1.1	22.7	48.4	13.1
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hempelagite	34	0.8	27.5	56.3	15.5	0.6	21.3	43.6	12.0
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hempelagite	38	1.0	27.6	57.2	14.3	0.9	25.6	53.2	13.3
ND2 001-h	Notre-Dame	Hempelagite	76	0.7	17.4	43.7	38.2	0.6	15.1	38.0	33.3
ND2 002-h	Notre-Dame	Hempelagite	21	2.6	37.0	56.6	3.8	2.3	32.1	49.2	3.3

Table 7.5 (1): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
				Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
ND2 003-h	Notre-Dame	Hemipelagite	23	2.4	34.2	58.0	5.4	2.2	31.3	53.1	4.9
PRE OG 001-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	21	0.4	30.0	64.9	4.8	0.2	14.3	31.0	2.3
PRE OG 002-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	17	0.4	33.3	62.9	3.4	0.2	18.3	34.7	1.9
PRE OG 003-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	23	0.4	29.0	66.1	4.5	0.2	15.3	34.9	2.4
PRE OG 004-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	27	0.3	25.5	68.6	5.6	0.2	14.3	38.4	3.2
PRE OG 005-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	27	0.3	26.7	65.9	7.1	0.2	15.2	37.5	4.1
PRE OG 006-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	15	0.7	37.9	59.9	1.5	0.3	18.9	29.9	0.8
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	26	2.6	34.1	56.6	6.8	1.0	13.2	21.9	2.6
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	40	1.5	24.6	59.2	14.8	1.0	16.0	38.6	9.6
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	31	0.6	22.7	65.4	11.3	0.3	12.2	35.2	6.1
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	66	0.9	21.2	47.2	30.7	0.6	13.5	29.9	19.5
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	10	1.3	37.5	54.1	7.1	0.3	7.6	10.9	1.4
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	12	1.4	33.5	50.0	15.2	0.7	16.5	24.6	7.5
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	76	1.0	20.7	42.6	35.7	0.6	12.4	25.5	21.4
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	-	/	/	/	/	/	/	/	/
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	44	0.9	22.5	54.2	22.4	0.7	19.0	45.8	18.9
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	12	1.3	38.9	54.4	5.4	1.1	31.9	44.6	4.5
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	25	1.0	29.8	60.3	9.0	0.8	24.1	48.7	7.3
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	26	0.8	28.9	57.9	12.4	0.6	23.7	47.5	10.1
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	41	0.7	24.0	58.4	16.9	0.6	20.1	49.1	14.2
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	46	0.7	19.4	54.9	25.0	0.5	15.5	43.8	20.0
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	61	0.4	14.3	51.8	33.6	0.3	10.6	38.6	25.1
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	39	0.5	22.9	63.0	13.6	0.4	17.5	48.2	10.4
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	46	0.8	22.0	57.4	19.8	0.6	16.7	43.6	15.1
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	19	0.8	31.2	57.5	10.6	0.6	23.7	43.6	8.0
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	27	0.7	27.4	61.4	10.5	0.6	21.5	48.3	8.2
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	55	0.7	19.2	53.5	26.7	0.5	14.9	41.7	20.7
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	85	0.5	15.1	40.6	43.8	0.4	11.6	31.1	33.5
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	48	0.5	21.5	57.4	20.7	0.4	16.4	43.8	15.8
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Fallot Interval	71	0.5	17.2	46.0	36.3	0.4	13.2	35.4	27.9
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	22	0.7	31.6	59.3	8.4	0.5	23.8	44.6	6.3
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	19	0.9	34.9	57.6	6.6	0.7	25.1	41.4	4.7
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	13	0.9	37.3	55.8	6.0	0.6	26.9	40.2	4.4
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	12	0.9	40.8	55.3	3.1	0.6	28.5	38.6	2.1
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	37	0.7	26.2	59.8	13.3	0.5	20.5	46.9	10.4
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	28	0.8	33.8	58.7	6.7	0.5	19.2	33.4	3.8
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	38	0.8	23.0	61.4	14.9	0.5	15.9	42.4	10.3
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	16	0.9	34.7	57.2	7.1	0.5	20.3	33.4	4.2
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	39	0.6	23.9	61.9	13.6	0.4	16.0	41.5	9.1
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	34	0.6	25.6	63.5	10.3	0.4	17.9	44.3	7.2
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	21	0.7	33.5	59.5	6.3	0.5	24.2	43	4.6
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	10	1.4	45.5	50.4	2.8	1.1	34.9	38.7	2.2
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	12	0.7	37.3	56.5	5.6	0.7	36.2	54.9	5.4
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	21	0.7	32.1	58.8	8.3	0.5	20.8	38.1	5.4
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	17	0.9	35.7	58.2	5.2	0.7	27.2	44.4	4
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	20	0.8	33	58.2	8	0.7	26.4	46.6	6.4

Table 7.5 (2): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	Mode (μm)	Terrigenous fraction				Proportions in sediment (with the carbonate proportions)			
				Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)	Clay < 2 μm (%)	Cohesive silts 2-10 μm (%)	Sortable silts 10- 63 μm (%)	Sands 63-2000 μm (%)
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	14	1	36.4	55.3	7.3	0.7	26.6	40.3	5.3
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	27	0.5	27.4	61.5	10.6	0.5	23.4	52.6	9.1
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	25	0.8	32.3	58.3	8.5	0.6	22.9	41.4	6.1
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	35	0.5	26.7	59.8	13.1	0.3	17.5	39.1	8.5
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	31	0.8	31.1	56.6	11.6	0.5	21	38.3	7.9
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	23	0.7	32.1	59.4	7.9	0.4	19.1	35.4	4.7
SC OG 001-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	23	0.8	32.2	63.3	3.8	0.5	19.3	37.9	2.3
SC OG 002-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	35	0.7	22.0	66.5	10.8	0.5	14.2	43.0	7.0
SC OG 003-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	23	1.0	34.1	60.3	4.7	0.6	22.5	39.8	3.1
SC OG 004-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	33	0.8	29.0	61.2	9.1	0.5	19.9	42.0	6.2
SC OG 005-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	43	0.5	18.1	62.7	18.7	0.3	13.0	45.0	13.4
SC OG 006-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	37	0.4	22.9	63.1	13.5	0.3	15.6	42.9	9.2
SC OG 007-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	40	0.5	21.5	62.3	15.7	0.3	15.3	44.4	11.2
SC OG 008-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	30	0.8	28.8	59.9	10.6	0.6	22.1	46.1	8.1
SC OG 009-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	23	0.7	30.5	64.7	4.1	0.5	23.2	49.1	3.1
SC OG 010-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	27	0.8	31.1	61.8	6.3	0.6	22.2	44.2	4.5
SC OG 011-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	27	0.9	30.4	57.7	11.1	0.7	23.0	43.7	8.4
SC OG 012-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	31	0.8	27.0	59.4	12.8	0.6	21.5	47.3	10.2
SC OG 013-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	34	1.0	25.2	62.6	11.2	0.8	19.3	48.0	8.6
SC OG 014-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	40	0.7	24.1	61.1	14.1	0.5	18.1	46.0	10.7
SC OG 015-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	35	0.7	25.7	62.9	10.8	0.5	20.7	50.6	8.7
SC OG 016-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	30	0.7	28.0	63.1	8.2	0.5	20.8	46.9	6.1
SC OG 017-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	44	0.8	21.6	59.0	18.6	0.6	16.1	44.0	13.9
SC OG 018-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	25	0.7	32.2	61.4	5.7	0.5	22.3	42.6	3.9
SC OG 019-f	Serre-Chaiteu	Fallot Interval	28	0.7	29.3	59.3	10.6	0.5	21.6	43.7	7.8
SC OG 020-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	45	0.8	23.0	57.3	18.9	0.6	16.4	40.7	13.4
SC OG 021-h	Serre-Chaiteu	Hemipelagite	44	0.7	20.2	61.1	18.0	0.5	14.3	43.1	12.7
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	18	1.4	36.0	56.4	6.2	0.8	21.5	33.7	3.7
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	23	1.3	33.0	57.2	8.5	0.9	22.6	39.2	5.8
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	25	0.8	28.1	60.5	10.6	0.6	19.5	42.0	7.3
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	16	1.9	37.2	55.4	5.5	1.3	24.9	37.0	3.7
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	39	0.6	23.7	57.7	18.0	0.5	17.3	42.0	13.1
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	8	4.5	46.4	44.9	4.2	2.3	23.4	22.6	2.1
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hemipelagite	11	2.7	36.2	49.5	11.6	1.6	22.0	30.1	7.1
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	28	0.7	30.5	60.4	8.4	0.5	19.8	39.1	5.4
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hemipelagite	36	0.7	28.8	60.5	10.0	0.5	18.3	38.5	6.3
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	28	0.7	29.3	59.2	10.8	0.5	22.1	44.7	8.2
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	25	0.9	32.4	57.6	9.0	0.6	22.9	40.6	6.4
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	32	0.9	29.6	60.4	9.1	0.6	19.5	39.8	6.0
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	42	0.7	26.4	58.5	14.4	0.5	16.9	37.4	9.2

Table 7.5 (3): Grain-size data (in % of the terrigenous fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Clay ratio	Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)						Kübler Index	Esquevin Index
			Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Smectite+kaolinite /illite+chlorite	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)			
GLE OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	15	31	24	11	18	0.72	0.08	0.17	0.14	0.06	0.10	0.35	0.30	
GLE OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	22	26	29	10	12	1.03	0.13	0.15	0.16	0.06	0.07	0.32	0.24	
GLE OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	20	21	36	5	17	1.08	0.18	0.19	0.33	0.05	0.15	0.30	0.28	
GLE OG 004-h	Glaise	Hemipelagite	32	36	5	14	12	0.39	0.21	0.23	0.03	0.09	0.08	0.32	0.21	
GLE OG 005-h	Glaise	Hemipelagite	27	29	19	12	13	0.74	0.21	0.23	0.15	0.09	0.11	0.32	0.26	
GLE OG 006-h	Glaise	Hemipelagite	26	25	35	2	12	0.99	0.15	0.14	0.19	0.01	0.07	0.34	0.20	
GLE OG 007-h	Glaise	Hemipelagite	23	28	32	6	11	0.99	0.10	0.12	0.14	0.02	0.04	0.31	0.25	
GLE OG 008-h	Glaise	Hemipelagite	25	28	28	11	9	1.06	0.11	0.12	0.12	0.05	0.04	0.32	0.23	
GLE OG 009-h	Glaise	Hemipelagite	29	28	18	16	10	0.91	0.23	0.22	0.14	0.12	0.08	0.31	0.24	
GLE OG 010-h	Glaise	Hemipelagite	26	29	21	11	13	0.76	0.16	0.18	0.13	0.07	0.08	0.32	0.26	
GLE OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	36	29	5	15	16	0.43	0.21	0.17	0.03	0.09	0.09	0.33	0.29	
GLER OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	53	28	4	7	8	0.30	0.32	0.17	0.02	0.04	0.05	0.31	0.22	
GLER OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	46	32	5	7	10	0.28	0.40	0.28	0.04	0.06	0.09	0.31	0.23	
GLER OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	37	21	35	0	7	1.26	0.41	0.23	0.39	0.00	0.08	0.37	0.28	
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	45	29	14	4	7	0.51	0.91	0.60	0.30	0.08	0.14	0.31	0.24	
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	43	27	15	8	7	0.70	0.46	0.28	0.16	0.09	0.07	0.30	0.26	
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	46	25	11	9	8	0.61	0.52	0.28	0.13	0.10	0.09	0.31	0.27	
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	49	26	8	10	7	0.54	0.59	0.31	0.10	0.12	0.09	0.31	0.28	
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	50	28	9	7	7	0.45	0.52	0.30	0.09	0.07	0.07	0.34	0.20	
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	42	33	12	6	7	0.46	0.71	0.55	0.21	0.10	0.12	0.37	0.22	
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	57	28	2	8	5	0.27	0.58	0.29	0.02	0.08	0.05	0.37	0.20	
GLER OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	48	29	0	14	8	0.38	0.35	0.21	0.00	0.10	0.06	0.32	0.27	
GLER OG 012-h	Glaise	Hemipelagite	44	29	0	13	14	0.31	0.21	0.14	0.00	0.06	0.06	0.31	0.27	
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	38	16	28	12	5	1.92	0.17	0.07	0.13	0.06	0.02	0.29	0.26	
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	33	15	37	10	5	2.45	0.33	0.15	0.37	0.10	0.05	0.33	0.27	
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	27	13	43	12	5	3.02	0.14	0.07	0.22	0.06	0.02	0.28	0.26	
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	29	14	41	9	7	2.39	0.10	0.05	0.14	0.03	0.02	0.30	0.22	
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	27	14	43	10	6	2.58	0.12	0.06	0.19	0.05	0.03	0.28	0.21	
ARB OG 003-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	27	14	41	13	5	2.92	0.11	0.06	0.17	0.06	0.02	0.27	0.28	
ARB OG 004-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	29	12	46	8	5	2.99	0.08	0.03	0.13	0.02	0.02	0.29	0.19	
ARB OG 005-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	26	13	44	9	7	2.66	0.05	0.03	0.09	0.02	0.01	0.28	0.23	
ARB OG 006-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	30	15	37	13	5	2.56	0.08	0.04	0.10	0.04	0.01	0.28	0.26	
ARB OG 007-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	29	14	42	9	6	2.68	0.07	0.03	0.10	0.02	0.01	0.28	0.21	
ARB OG 008-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	30	12	48	5	4	3.17	0.09	0.04	0.14	0.01	0.01	0.31	0.20	
ARB OG 009-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	29	14	43	10	5	2.93	0.14	0.06	0.20	0.05	0.02	0.31	0.24	
ARB OG 010-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	30	14	40	10	5	2.58	0.13	0.06	0.17	0.04	0.02	0.28	0.21	
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	38	28	19	11	4	0.94	0.34	0.25	0.17	0.09	0.04	0.32	0.30	
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	32	31	20	13	5	0.91	0.48	0.47	0.30	0.19	0.08	0.30	0.24	
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	22	32	32	11	4	1.20	0.34	0.50	0.50	0.17	0.06	0.34	0.25	
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	28	27	37	4	4	1.33	0.57	0.53	0.75	0.08	0.09	0.33	0.27	
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hemipelagite	37	26	29	4	3	1.15	0.69	0.49	0.55	0.08	0.07	0.33	0.28	
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hemipelagite	33	27	27	8	5	1.09	0.37	0.31	0.31	0.09	0.05	0.33	0.32	
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hemipelagite	33	29	14	18	5	0.93	0.20	0.17	0.08	0.11	0.03	0.32	0.44	
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hemipelagite	34	28	24	10	4	1.06	0.31	0.25	0.21	0.09	0.04	0.36	0.41	
ND2 001-h	Notre-Dame	Hemipelagite	35	25	23	13	4	1.23	0.20	0.15	0.13	0.07	0.02	0.30	0.28	
ND2 002-h	Notre-Dame	Hemipelagite	35	28	27	6	5	0.97	0.79	0.63	0.60	0.13	0.11	0.31	0.25	

Table 7.6 (1): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Clay ratio	Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Kübler Index	Esquevin Index
			Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Smectite+kaolinite /illite+chlorite	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)		
ND2 003-h	Notre-Dame	Hemipelagite	36	23	30	6	4	1.32	0.80	0.51	0.66	0.13	0.10	0.31	0.26
PRE OG 001-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	22	9	63	4	2	6.13	0.04	0.02	0.11	0.01	0.00	0.30	0.23
PRE OG 002-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	23	10	57	9	2	5.53	0.05	0.02	0.13	0.02	0.00	0.27	0.23
PRE OG 003-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	20	9	62	6	2	5.74	0.04	0.02	0.13	0.01	0.01	0.27	0.22
PRE OG 004-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	13	12	71	3	1	5.60	0.02	0.02	0.13	0.01	0.00	0.31	0.23
PRE OG 005-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	21	12	63	2	2	4.64	0.04	0.02	0.11	0.00	0.00	0.32	0.26
PRE OG 006-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	22	12	61	3	2	4.76	0.07	0.04	0.20	0.01	0.01	0.30	0.25
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	19	18	55	2	5	2.46	0.19	0.18	0.55	0.02	0.05	0.32	0.24
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	35	23	32	3	7	1.14	0.34	0.22	0.31	0.03	0.07	0.37	0.19
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	25	32	17	21	6	1.01	0.07	0.10	0.05	0.06	0.02	0.38	0.40
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	39	31	5	20	6	0.68	0.23	0.18	0.03	0.12	0.03	0.31	0.28
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	36	31	11	11	11	0.52	0.10	0.09	0.03	0.03	0.03	0.30	0.32
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	37	28	16	14	5	0.92	0.25	0.19	0.11	0.09	0.03	0.29	0.28
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	29	28	28	10	5	1.14	0.18	0.17	0.17	0.06	0.03	0.32	0.28
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	43	18	30	6	3	1.65	-	-	-	-	-	0.30	0.22
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	37	24	24	10	5	1.19	0.28	0.18	0.18	0.07	0.04	0.29	0.27
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	41	21	25	9	4	1.35	0.44	0.23	0.27	0.09	0.04	0.32	0.27
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	42	22	25	8	4	1.29	0.32	0.17	0.19	0.06	0.03	0.31	0.23
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	41	21	27	8	3	1.49	0.27	0.13	0.18	0.05	0.02	0.30	0.22
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	39	23	27	8	4	1.30	0.24	0.14	0.17	0.05	0.02	0.30	0.24
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	39	23	26	8	4	1.24	0.21	0.12	0.14	0.04	0.02	0.30	0.22
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Falot Interval	49	25	8	11	7	0.60	0.13	0.07	0.02	0.03	0.02	0.31	0.27
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Falot Interval	54	24	5	11	6	0.53	0.22	0.10	0.02	0.05	0.02	0.28	0.25
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Falot Interval	58	23	5	9	5	0.50	0.33	0.13	0.03	0.05	0.03	0.35	0.21
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	51	23	8	12	6	0.70	0.29	0.13	0.05	0.07	0.04	0.30	0.25
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Falot Interval	50	24	9	12	6	0.70	0.28	0.13	0.05	0.07	0.03	0.31	0.22
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Falot Interval	42	28	8	16	6	0.69	0.21	0.14	0.04	0.08	0.03	0.32	0.26
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Falot Interval	42	28	7	15	7	0.63	0.16	0.11	0.03	0.06	0.03	0.33	0.26
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Falot Interval	49	23	10	11	7	0.71	0.20	0.09	0.04	0.05	0.03	0.32	0.25
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Falot Interval	39	29	9	14	8	0.63	0.14	0.10	0.03	0.05	0.03	0.30	0.27
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	41	30	10	12	7	0.59	0.22	0.16	0.06	0.06	0.04	0.33	0.25
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	40	30	12	10	8	0.58	0.27	0.20	0.08	0.07	0.05	0.31	0.24
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	41	31	10	10	8	0.52	0.26	0.20	0.06	0.07	0.05	0.32	0.27
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	40	32	8	10	10	0.43	0.25	0.19	0.05	0.06	0.06	0.28	0.27
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	39	30	10	13	8	0.63	0.21	0.16	0.05	0.07	0.04	0.32	0.25
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	52	23	9	8	8	0.53	0.25	0.11	0.04	0.04	0.04	0.32	0.23
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	41	25	29	4	2	1.22	0.22	0.13	0.16	0.02	0.01	0.35	0.27
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	45	23	24	3	5	0.95	0.24	0.12	0.13	0.02	0.03	0.30	0.26
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	36	29	17	12	6	0.84	0.14	0.11	0.07	0.05	0.02	0.31	0.27
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	47	26	12	10	6	0.67	0.18	0.10	0.05	0.04	0.02	0.30	0.20
SAUZ OG 01-g	Sauzetes	Goguel Level	45	29	2	11	13	0.30	0.24	0.15	0.01	0.06	0.07	0.34	0.27
SAUZ OG 02-g	Sauzetes	Goguel Level	48	23	0	17	11	0.52	0.50	0.24	0.00	0.18	0.12	0.34	0.24
SAUZ OG 03-g	Sauzetes	Goguel Level	44	31	0	16	9	0.39	0.29	0.21	0.00	0.10	0.06	0.35	0.22
SAUZ OG 04-g	Sauzetes	Goguel Level	39	24	0	6	30	0.11	0.18	0.11	0.00	0.03	0.14	0.32	0.30
SAUZ OG 05-g	Sauzetes	Goguel Level	43	31	0	8	18	0.16	0.28	0.21	0.00	0.05	0.12	0.35	0.24
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzetes	Goguel Level	37	34	0	13	16	0.25	0.24	0.22	0.00	0.08	0.11	0.34	0.27

Table 7.6 (2): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	< 2 µm terrigenous fraction					Clay ratio	Bulk % of clay mineral in sediment (with the clay and carbonate proportions)					Kübler Index	Esquevin Index
			Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Smectite+kaolinite /illite+chlorite	Illite-Smectite mixed-layers (%)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)		
SAUZ OG 06-g	Sauzeres	Goguel Level	46	31	0	10	13	0.22	0.34	0.22	0.00	0.07	0.10	0.34	0.25
SAUZ OG 07-g	Sauzeres	Goguel Level	41	35	0	11	13	0.23	0.19	0.16	0.00	0.05	0.06	0.36	0.24
SAUZ OG 08-g	Sauzeres	Goguel Level	49	27	0	8	16	0.20	0.28	0.16	0.00	0.05	0.09	0.36	0.27
SAUZ OG 09-g	Sauzeres	Goguel Level	40	29	0	6	24	0.11	0.14	0.10	0.00	0.02	0.08	0.34	0.28
SAUZ OG 10-g	Sauzeres	Goguel Level	47	30	0	8	15	0.18	0.24	0.15	0.00	0.04	0.08	0.37	0.25
SAUZ OG 11-g	Sauzeres	Goguel Level	46	25	0	5	23	0.11	0.20	0.11	0.00	0.02	0.10	0.36	0.23
SC OG 001-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	34	20	38	5	3	1.79	0.16	0.10	0.18	0.02	0.02	0.32	0.27
SC OG 002-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	31	24	35	7	3	1.53	0.14	0.11	0.16	0.03	0.01	0.32	0.26
SC OG 003-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	30	22	38	7	4	1.75	0.19	0.14	0.24	0.05	0.03	0.30	0.28
SC OG 004-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	26	22	42	6	4	1.79	0.14	0.12	0.22	0.03	0.02	0.32	0.24
SC OG 005-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	32	22	36	6	3	1.65	0.11	0.07	0.12	0.02	0.01	0.35	0.23
SC OG 006-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	37	20	34	6	3	1.73	0.11	0.06	0.10	0.02	0.01	0.33	0.22
SC OG 007-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	35	21	33	7	3	1.68	0.12	0.07	0.11	0.02	0.01	0.30	0.23
SC OG 008-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	29	20	40	8	3	2.12	0.17	0.12	0.24	0.05	0.02	0.33	0.24
SC OG 009-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	34	20	37	7	3	1.94	0.18	0.10	0.20	0.04	0.02	0.30	0.22
SC OG 010-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	32	22	34	8	3	1.68	0.18	0.13	0.20	0.05	0.02	0.31	0.24
SC OG 011-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	38	22	27	10	3	1.46	0.25	0.15	0.18	0.06	0.02	0.40	0.19
SC OG 012-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	39	28	13	15	5	0.82	0.25	0.18	0.08	0.10	0.03	0.31	0.27
SC OG 013-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	40	22	25	10	4	1.34	0.30	0.17	0.19	0.07	0.03	0.35	0.25
SC OG 014-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	38	25	22	11	4	1.10	0.21	0.14	0.12	0.06	0.02	0.32	0.24
SC OG 015-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	36	27	19	14	5	1.04	0.19	0.15	0.10	0.07	0.03	0.31	0.25
SC OG 016-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	31	33	17	14	6	0.77	0.17	0.18	0.09	0.07	0.03	0.33	0.23
SC OG 017-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	36	22	33	5	4	1.48	0.22	0.13	0.20	0.03	0.02	0.31	0.19
SC OG 018-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	32	24	32	8	4	1.38	0.16	0.13	0.17	0.04	0.02	0.31	0.25
SC OG 019-f	Serre-Chatieau	Falot Interval	37	24	27	8	4	1.28	0.20	0.13	0.14	0.04	0.02	0.31	0.21
SC OG 020-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	33	25	31	7	4	1.32	0.18	0.14	0.17	0.04	0.02	0.30	0.25
SC OG 021-h	Serre-Chatieau	Hempelagite	40	32	13	9	5	0.60	0.20	0.15	0.06	0.05	0.03	0.31	0.26
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	29	18	41	7	5	2.07	0.24	0.15	0.33	0.06	0.04	0.29	0.23
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	33	18	34	9	5	1.87	0.30	0.16	0.31	0.09	0.05	0.28	0.25
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	23	21	43	7	6	1.86	0.13	0.12	0.24	0.04	0.04	0.28	0.26
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	15	18	55	4	7	2.29	0.19	0.23	0.70	0.05	0.10	0.29	0.23
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	34	17	45	2	3	2.35	0.16	0.08	0.21	0.01	0.01	0.28	0.24
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	30	14	49	2	4	2.76	0.69	0.33	1.11	0.05	0.09	0.29	0.22
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hempelagite	21	20	47	7	4	2.21	0.34	0.33	0.76	0.11	0.07	0.28	0.24
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	30	15	39	11	6	2.38	0.14	0.07	0.18	0.05	0.03	0.38	0.28
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hempelagite	29	19	32	13	6	1.77	0.14	0.09	0.15	0.06	0.03	0.28	0.29
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Klian Level	30	23	18	22	6	1.35	0.16	0.12	0.09	0.11	0.03	0.28	0.28
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Klian Level	37	18	26	14	5	1.71	0.24	0.12	0.17	0.09	0.03	0.28	0.23
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	38	16	30	10	5	1.93	0.22	0.09	0.17	0.06	0.03	0.29	0.24
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	26	17	42	8	7	2.07	0.12	0.08	0.20	0.04	0.03	0.28	0.27

Table 7.6 (3): Clay mineral composition (in % of the clay-mineral fraction and in % of the bulk sediment).

Sample	Section	Description	TOC (wt%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO3 (%)
GLE OG 001-h	Glaise	Hempelagite	0.42	0.08	0.23	56	57	431	7.00	56
GLE OG 002-h	Glaise	Hempelagite	0.43	0.06	0.24	57	61	432	6.73	54
GLE OG 003-h	Glaise	Hempelagite	0.39	0.04	0.20	53	47	436	6.68	53
GLE OG 004-h	Glaise	Hempelagite	0.56	0.03	0.28	49	43	433	4.43	35
GLE OG 005-h	Glaise	Hempelagite	0.64	0.05	0.35	54	42	433	4.52	36
GLE OG 006-h	Glaise	Hempelagite	0.53	0.05	0.32	60	57	432	5.00	40
GLE OG 007-h	Glaise	Hempelagite	0.44	0.03	0.27	60	59	433	5.69	45
GLE OG 008-h	Glaise	Hempelagite	0.61	0.04	0.42	68	46	431	5.01	40
GLE OG 009-h	Glaise	Hempelagite	0.60	0.03	0.41	68	35	435	5.00	40
GLE OG 010-h	Glaise	Hempelagite	0.42	0.06	0.29	68	67	434	5.90	47
GLE OG 011-h	Glaise	Hempelagite	0.56	0.04	0.31	55	41	434	3.96	32
GLER OG 001-h	Glaise	Hempelagite	0.59	0.07	0.68	115	37	433	3.82	30
GLER OG 002-h	Glaise	Hempelagite	0.43	0.04	0.41	95	49	432	4.14	33
GLER OG 003-h	Glaise	Hempelagite	0.37	0.05	0.32	86	95	432	3.34	27
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	0.98	0.11	2.16	220	19	435	1.64	13
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	0.68	0.08	1.16	171	35	435	1.46	12
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	0.68	0.11	1.35	199	22	437	1.79	14
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	0.94	0.16	2.19	233	20	435	1.18	9
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	2.02	0.48	6.34	314	8	438	1.01	8
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	0.43	0.08	0.52	121	26	432	0.25	2
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	0.25	0.03	0.21	84	40	425	0.14	1
GLER OG 011-h	Glaise	Hempelagite	0.53	0.06	0.85	160	28	436	0.38	3
GLER OG 012-h	Glaise	Hempelagite	0.29	0.05	0.46	159	134	436	3.29	26
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	1.59	0.03	0.93	58	32	429	2.40	19
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	1.37	0.03	0.71	52	41	426	3.33	27
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.52	0.09	5.69	226	48	422	3.78	30
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.76	0.17	10.14	367	43	416	6.34	51
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.84	0.11	7.99	281	36	420	4.15	33
ARB OG 003-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.70	0.09	6.15	228	31	421	3.45	28
ARB OG 004-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.63	0.15	9.21	350	26	418	5.22	42
ARB OG 005-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.48	0.15	9.41	379	25	415	3.94	31
ARB OG 006-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	2.34	0.09	4.81	206	24	421	3.06	24
ARB OG 007-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	3.23	0.15	10.21	316	32	416	4.64	37
ARB OG 008-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	1.48	0.06	1.86	126	30	429	4.60	37
ARB OG 009-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	1.17	0.03	0.77	66	39	429	4.55	36
ARB OG 010-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	1.56	0.04	1.58	101	28	431	4.52	36
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.96	0.08	2.02	210	19	430	2.38	19
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.08	0.09	2.51	232	19	431	2.58	21
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.99	0.07	2.36	238	23	430	2.16	17
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.12	0.11	3.59	321	25	431	2.14	17
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hempelagite	0.95	0.08	1.99	209	56	435	1.37	11
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.11	0.08	2.62	236	34	429	1.85	15
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.97	0.06	2.72	138	15	429	2.83	23
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.20	0.03	1.20	100	14	432	0.88	7
ND2 001-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.14	0.11	2.90	254	31	427	1.63	13
ND2 002-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.44	0.13	2.74	190	108	439	1.65	13
ND2 003-h	Notre-Dame	Hempelagite	1.11	0.12	2.18	196	82	436	1.07	9
PRE OG 001-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.62	0.04	0.49	79	61	430	6.54	52
PRE OG 002-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.73	0.09	0.51	70	59	430	5.63	45

Table 7.7 (1): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Section	Description	TOC (wt%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO3 (%)
PRE OG 003-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.77	0.05	0.57	74	49	431	5.91	47
PRE OG 004-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.60	0.03	0.34	56	63	427	5.51	44
PRE OG 005-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.40	0.05	0.17	44	91	423	5.40	43
PRE OG 006-h	Pré-Guitard	Hempelagite	0.36	0.09	0.20	56	93	424	6.28	50
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hempelagite	1.31	0.02	0.61	47	21	434	7.69	61
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.86	0.01	0.34	40	28	431	4.36	35
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hempelagite	1.08	0.05	0.29	27	27	429	5.79	46
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	2.43	0.08	1.14	47	11	435	4.58	37
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.44	0.02	0.20	45	61	432	10.01	80
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.17	0.04	0.77	66	14	433	6.37	51
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.62	0.07	1.60	99	14	434	5.04	40
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.08	0.08	2.34	218	33	434	2.64	21
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.77	0.06	1.08	140	55	431	1.95	16
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.07	0.09	2.36	221	30	431	2.26	18
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.61	0.15	5.32	330	18	428	2.40	19
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.18	0.09	2.70	229	28	429	2.25	18
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.17	0.13	3.03	259	28	429	2.00	16
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.48	0.12	3.71	251	34	429	2.53	20
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Falot Interval	1.15	0.08	1.28	111	36	432	3.18	25
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.89	0.05	0.71	80	47	428	2.95	24
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.95	0.04	0.83	87	38	430	3.01	24
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	1.58	0.04	2.03	128	23	432	3.02	24
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Falot Interval	1.05	0.06	0.75	71	35	430	2.68	21
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Falot Interval	1.17	0.04	0.90	77	32	432	2.78	22
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Falot Interval	2.34	0.08	4.66	199	19	432	2.93	23
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Falot Interval	2.16	0.13	4.03	187	22	433	2.96	24
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Falot Interval	2.19	0.09	4.02	184	21	431	2.91	23
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.52	0.07	0.35	68	61	428	3.11	25
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.57	0.09	0.39	69	71	428	3.52	28
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.70	0.12	0.36	52	46	429	3.51	28
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.38	0.11	0.24	62	113	429	3.78	30
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.46	0.09	0.39	86	86	426	2.71	22
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.21	0.07	0.25	117	199	428	5.40	43
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.40	0.07	0.23	56	156	434	3.88	31
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.42	0.09	0.33	79	73	426	5.22	42
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.53	0.07	0.34	65	64	427	4.13	33
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hempelagite	0.52	0.07	0.30	57	81	426	3.79	30
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	2.67	0.63	8.70	326	14	440	3.47	28
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	0.33	0.09	0.68	206	103	438	2.91	23
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	7.26	1.70	37.76	520	4	441	0.35	3
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	4.12	1.71	19.51	474	10	438	4.41	35
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	3.41	1.36	13.34	391	11	438	2.98	24
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	3.29	1.04	14.19	431	12	440	2.50	20
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	1.68	0.40	5.03	299	17	439	3.39	27
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	4.85	1.47	21.58	445	8	440	1.81	14
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	2.93	0.94	11.25	384	12	440	3.64	29
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	3.56	1.07	15.09	424	13	437	4.33	35
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	1.79	0.42	5.35	299	22	437	4.05	32
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	3.35	1.31	14.95	446	12	439	5.06	40
SC OG 001-h	Serre-Chaiteu	Hempelagite	0.34	0.06	0.21	63	126	426	5.03	40

Table 7.7 (2): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Sample	Section	Description	TOC (wt%)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	HI (mgHC/gTOC)	OI (mgCO2/gTOC)	Tmax (°C)	MINC (%)	CaCO3 (%)
SC OG 002-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.43	0.09	0.28	64	103	425	4.43	35
SC OG 003-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.35	0.06	0.16	46	93	427	4.26	34
SC OG 004-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.44	0.05	0.27	60	98	425	3.93	31
SC OG 005-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.67	0.17	0.51	76	56	427	3.53	28
SC OG 006-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.66	0.06	0.53	80	42	430	4.02	32
SC OG 007-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.94	0.07	0.91	96	35	432	3.60	29
SC OG 008-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.86	0.06	0.86	100	35	430	2.89	23
SC OG 009-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.49	0.06	0.32	64	61	425	3.01	24
SC OG 010-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.49	0.05	0.26	52	63	426	3.57	28
SC OG 011-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	1.60	0.07	2.51	157	24	432	3.03	24
SC OG 012-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	1.27	0.08	1.28	100	24	433	2.56	20
SC OG 013-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.46	0.06	0.31	66	56	426	2.93	23
SC OG 014-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.58	0.06	0.44	76	41	427	3.09	25
SC OG 015-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.56	0.05	0.28	49	43	427	2.45	20
SC OG 016-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.52	0.07	0.32	61	49	426	3.22	26
SC OG 017-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	0.88	0.10	0.78	88	33	430	3.19	25
SC OG 018-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.53	0.06	0.35	66	57	426	3.84	31
SC OG 019-f	Serre-Chaitieu	Falot Interval	1.71	0.07	3.26	190	29	432	3.31	26
SC OG 020-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.49	0.06	0.36	72	53	425	3.62	29
SC OG 021-h	Serre-Chaitieu	Hempelagite	0.56	0.04	0.37	66	54	427	3.69	29
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	0.44	0.09	0.29	66	69	429	5.05	40
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	1.41	0.11	2.63	187	29	427	3.95	32
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	1.91	0.14	4.94	259	18	429	3.84	31
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	1.30	0.17	2.08	160	37	429	4.16	33
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	0.92	0.09	0.58	63	34	429	3.40	27
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	0.33	0.07	0.26	78	85	425	6.21	50
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hempelagite	0.53	0.10	0.38	72	55	428	4.91	39
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	1.23	0.05	1.01	82	37	433	4.42	35
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hempelagite	0.76	0.08	0.35	47	50	427	4.56	36
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	2.45	0.04	4.38	179	37	431	3.07	25
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	1.19	0.03	0.84	70	30	430	3.69	29
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	0.85	0.02	0.38	45	41	430	4.27	34
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	0.66	0.03	0.26	39	56	428	4.53	36

Table 7.7 (3): Rock Eval parameters and the carbonate contents calculated from the MINC (%).

Average upper crust contents (McLennan, 2001)			8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
GLE OG 001-h	Glaise	Hempelagite	3.63	1.82	0.05	0.64	19.80	0.09	0.92	0.18	1483	5	35	51	0.2	29	441	1.5	46	75
GLE OG 002-h	Glaise	Hempelagite	3.96	1.69	0.04	0.79	24.66	0.08	1.07	0.20	1062	4	39	74	0.4	31	335	1.1	52	63
GLE OG 003-h	Glaise	Hempelagite	3.65	1.68	0.04	0.73	23.66	0.08	0.97	0.17	458	4	36	78	0.4	31	366	0.9	48	47
GLE OG 004-h	Glaise	Hempelagite	5.10	1.88	0.03	0.86	14.93	0.12	1.40	0.25	522	12	75	147	0.8	62	362	1.6	100	106
GLE OG 005-h	Glaise	Hempelagite	4.18	1.70	0.02	0.74	11.09	0.09	1.10	0.20	393	7	42	73	0.7	36	308	1.1	54	56
GLE OG 006-h	Glaise	Hempelagite	4.77	2.35	0.02	0.79	12.93	0.11	1.24	0.20	595	8	45	13	4.6	53	475	2.7	75	46
GLE OG 007-h	Glaise	Hempelagite	4.85	2.11	0.01	0.92	14.31	0.06	1.85	0.34	148	5	61	8	0.3	23	335	1.2	67	26
GLE OG 008-h	Glaise	Hempelagite	3.89	2.35	0.04	0.71	14.01	0.09	1.10	0.19	629	11	57	87	0.8	63	348	1.3	78	108
GLE OG 009-h	Glaise	Hempelagite	6.28	2.83	0.02	1.30	10.79	0.06	2.36	0.32	218	7	60	28	0.3	29	215	1.4	79	38
GLE OG 010-h	Glaise	Hempelagite	4.31	1.90	0.05	0.79	17.97	0.11	1.14	0.20	528	6	47	81	0.4	33	566	1.3	62	57
GLE OG 011-h	Glaise	Hempelagite	6.29	2.54	0.03	0.90	12.24	0.28	1.74	0.29	782	8	49	60	0.3	40	460	1.2	66	57
GLER OG 001-h	Glaise	Hempelagite	6.25	2.49	0.02	0.80	11.93	0.18	1.88	0.33	390	11	77	32	< LD	44	313	3.3	125	57
GLER OG 002-h	Glaise	Hempelagite	5.78	2.52	0.03	0.79	12.70	0.16	1.70	0.31	408	11	70	33	< LD	39	344	3.7	109	57
GLER OG 003-h	Glaise	Hempelagite	2.84	3.29	0.02	0.48	10.34	0.13	0.84	0.19	475	20	41	19	1.3	43	570	3.9	56	124
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	6.63	2.69	0.01	0.81	5.36	0.18	1.97	0.37	418	10	80	18	1.3	39	207	3.8	129	48
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	7.18	2.92	0.01	0.82	4.76	0.21	2.04	0.39	413	9	89	21	< LD	31	187	3.1	140	95
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	7.03	3.13	0.01	0.85	5.57	0.20	1.94	0.39	773	11	80	19	< LD	32	277	3.0	137	70
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	7.92	2.91	0.01	0.84	3.93	0.21	2.22	0.41	538	9	86	20	< LD	33	214	3.1	133	51
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	6.86	3.39	0.01	0.83	3.58	0.22	1.98	0.35	467	14	86	42	< LD	73	192	3.6	140	119
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	8.02	2.92	0.01	0.97	0.80	0.23	2.36	0.41	605	15	94	71	< LD	60	225	3.5	157	89
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	8.83	2.66	0.01	0.91	0.56	0.26	2.61	0.49	491	9	99	43	< LD	42	225	3.7	170	71
GLER OG 011-h	Glaise	Hempelagite	9.31	3.06	0.01	0.85	1.32	0.27	2.55	0.53	489	14	104	22	< LD	51	147	3.4	159	80
GLER OG 012-h	Glaise	Hempelagite	6.88	3.99	0.03	1.04	9.32	0.17	1.80	0.42	553	11	80	13	< LD	35	393	4.0	146	69
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	8.43	2.98	0.02	0.83	7.68	0.14	2.07	0.41	347	14	85	46	< LD	78	393	5.3	120	145
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	7.33	2.91	0.03	0.81	10.45	0.13	1.85	0.37	324	15	81	61	< LD	76	344	4.5	123	158
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	6.84	2.61	0.02	0.70	12.02	0.11	1.47	0.32	333	10	67	28	24.6	63	341	7.2	140	72
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	4.47	2.43	0.03	0.63	19.76	0.09	1.04	0.21	1094	7	50	24	31.8	60	471	8.3	137	35
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	6.25	2.73	0.02	0.70	13.69	0.11	1.41	0.29	322	10	64	27	24.5	88	412	7.6	176	94
ARB OG 003-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	7.15	2.60	0.01	0.76	10.91	0.11	1.59	0.34	555	9	74	30	15.7	59	351	8.3	155	81
ARB OG 004-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	5.44	2.49	0.03	0.71	16.87	0.10	1.27	0.26	555	9	58	24	24.7	66	449	8.6	150	51
ARB OG 005-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	5.32	2.29	0.02	0.74	15.71	0.11	1.22	0.26	667	7	64	27	25.8	60	515	7.6	225	97
ARB OG 006-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	7.52	2.68	0.02	0.81	10.01	0.12	1.74	0.36	591	11	77	31	8.7	62	358	5.8	195	81
ARB OG 007-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	5.67	2.98	0.02	0.72	15.21	0.10	1.31	0.27	663	11	61	27	33.8	107	535	9.4	155	55
ARB OG 008-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	5.75	2.57	0.02	0.72	14.80	0.12	1.47	0.28	321	10	66	38	4.3	51	393	4.2	148	158
ARB OG 009-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	6.31	2.91	0.03	0.77	14.09	0.12	1.51	0.31	497	9	68	42	< LD	47	458	4.9	104	108
ARB OG 010-h	L'Arboudeysse	Hempelagite	6.12	2.89	0.03	0.77	13.92	0.12	1.52	0.31	624	12	69	38	< LD	55	487	5.2	109	110
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	7.12	3.04	0.01	0.87	11.82	0.23	2.14	0.35	347	13	94	35	0.9	54	290	2.3	141	125
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	6.91	2.60	0.01	0.81	11.95	0.25	2.03	0.33	323	12	89	30	0.7	49	288	2.6	135	72
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	7.37	2.67	0.01	0.80	10.70	0.20	2.18	0.37	472	12	96	27	1.4	49	261	2.3	144	57
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	5.22	2.12	0.01	0.64	9.55	0.18	1.68	0.26	405	8	70	28	1.8	54	230	2.3	130	116
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hempelagite	7.18	2.52	0.01	0.73	6.87	0.26	2.02	0.34	386	8	98	25	2.2	47	228	2.5	177	68
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hempelagite	6.01	2.76	0.01	0.68	8.45	0.19	1.73	0.31	329	12	106	22	3.1	58	234	2.2	175	191
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hempelagite	8.23	2.95	0.01	0.75	7.10	0.27	2.25	0.35	380	13	92	25	1.0	43	222	2.2	135	86
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hempelagite	5.30	1.77	0.01	0.56	2.06	0.21	1.97	0.25	285	8	66	30	0.7	38	108	1.7	136	100
ND2 001-h	Notre-Dame	Hempelagite	7.57	2.58	0.01	0.71	5.22	0.18	2.08	0.39	388	13	73	15	< LD	38	189	4.0	112	69
ND2 002-h	Notre-Dame	Hempelagite	6.12	3.07	0.01	0.67	5.25	0.18	1.78	0.33	316	8	80	34	1.7	46	173	2.6	110	92
ND2 003-h	Notre-Dame	Hempelagite	6.75	2.76	0.01	0.71	3.58	0.17	1.88	0.33	389	8	74	37	< LD	48	151	3.3	128	64

Table 7.8 (1): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Average upper crust contents (McLennan, 2001)			8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
PRE OG 001-h	Pré-Guitard	Hempelagite	3.54	1.41	0.01	0.76	21.26	0.14	0.94	0.19	604	7	48	28	0.4	31	904	2.1	80	55
PRE OG 002-h	Pré-Guitard	Hempelagite	4.50	1.66	0.01	0.76	17.82	0.08	1.08	0.22	552	8	60	35	0.7	37	883	1.9	97	64
PRE OG 003-h	Pré-Guitard	Hempelagite	4.50	1.64	0.01	0.83	20.29	0.09	1.17	0.23	557	8	60	33	0.6	35	912	2.5	112	78
PRE OG 004-h	Pré-Guitard	Hempelagite	4.50	1.75	0.01	1.00	21.60	0.12	1.34	0.25	557	5	42	23	0.3	27	748	2.2	76	57
PRE OG 005-h	Pré-Guitard	Hempelagite	4.20	1.88	0.01	0.95	18.92	0.09	1.31	0.23	364	4	50	30	0.5	23	603	1.4	74	48
PRE OG 006-h	Pré-Guitard	Hempelagite	3.34	1.48	0.02	0.69	19.55	0.08	0.98	0.19	349	6	43	28	0.6	23	599	1.6	63	43
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hempelagite	4.18	2.43	0.01	0.88	17.33	0.12	1.12	0.23	548	8	56	23	2.2	30	421	2.4	71	65
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hempelagite	3.69	2.74	0.01	0.74	9.47	0.12	1.22	0.25	579	7	63	15	1.7	22	240	1.6	77	93
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hempelagite	7.28	2.65	0.02	0.91	13.58	0.14	2.05	0.37	379	12	102	72	0.8	53	316	2.1	137	107
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.88	3.72	0.01	0.97	10.24	0.17	2.28	0.40	525	19	112	55	0.5	81	427	2.9	156	127
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hempelagite	5.27	2.71	0.04	0.73	23.54	0.13	1.65	0.28	346	10	77	42	0.3	38	645	1.7	105	88
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	7.07	2.73	0.01	0.81	12.51	0.36	2.00	0.36	510	11	93	37	0.4	42	567	2.2	138	81
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	6.26	2.77	0.01	0.77	10.81	0.17	1.79	0.32	340	10	81	24	1.1	42	406	2.2	131	93
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	6.10	2.39	0.01	0.73	9.13	0.14	1.75	0.27	312	11	88	26	0.9	46	386	1.8	143	65
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	7.39	2.86	0.01	0.78	7.54	0.14	2.09	0.37	315	5	74	21	0.9	31	327	1.5	121	65
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	8.67	3.33	0.01	0.89	10.26	0.17	2.38	0.43	317	7	78	22	1.1	43	385	1.7	131	68
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	7.15	2.83	0.01	0.77	9.04	0.13	2.05	0.35	263	6	80	25	4.0	52	302	1.8	140	66
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	6.76	2.48	0.01	0.72	7.80	0.14	1.89	0.32	372	5	65	20	1.5	34	287	1.5	113	48
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	6.12	2.43	0.01	0.67	6.75	0.14	1.79	0.29	359	5	67	14	1.1	37	268	1.3	109	46
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	6.70	2.80	0.01	0.73	9.25	0.14	1.90	0.33	348	4	51	13	1.0	29	299	1.2	82	43
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.86	2.95	0.01	0.92	11.91	0.13	2.33	0.37	371	7	75	31	0.3	44	410	1.6	112	82
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.85	3.03	0.01	0.90	10.76	0.12	2.33	0.38	353	7	76	35	0.4	43	415	1.6	113	88
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.87	3.06	0.01	0.91	10.94	0.13	2.36	0.40	366	7	72	34	0.4	42	330	1.7	107	79
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	8.26	3.19	0.01	0.96	11.17	0.13	2.36	0.42	298	9	77	30	0.4	53	374	1.7	113	94
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Falot Interval	8.36	3.25	0.01	0.96	9.88	0.14	2.43	0.41	286	7	75	36	0.4	43	322	1.8	112	93
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Falot Interval	8.15	3.03	0.01	0.93	9.87	0.18	2.33	0.41	298	6	68	29	0.3	38	299	1.9	103	72
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.01	3.20	0.01	0.88	10.54	0.13	2.18	0.36	247	15	79	33	0.5	78	566	1.9	109	120
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.45	3.04	0.01	0.88	10.88	0.14	2.17	0.31	263	12	73	31	0.4	68	688	1.5	105	107
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Falot Interval	7.24	3.01	0.01	0.87	10.03	0.13	2.15	0.36	230	13	75	31	0.4	71	425	1.7	104	102
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hempelagite	4.68	1.86	0.01	0.61	7.45	0.09	1.45	0.25	210	9	73	43	0.4	35	342	1.2	97	63
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	5.10	2.19	0.02	0.65	9.46	0.10	1.62	0.28	287	11	79	33	0.3	43	360	1.4	108	92
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	7.15	3.09	0.02	0.89	9.73	0.14	2.23	0.34	429	11	79	44	0.3	43	563	1.4	103	85
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	2.47	1.12	0.04	0.50	15.42	0.06	0.65	0.13	391	6	39	77	0.4	31	322	0.8	51	40
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	5.24	2.11	0.01	0.59	7.23	0.11	1.54	0.28	292	7	67	28	0.4	30	328	1.3	104	57
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hempelagite	4.71	2.25	0.03	0.62	17.59	0.10	1.39	0.23	326	9	71	35	0.4	36	607	1.3	97	78
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hempelagite	4.73	2.14	0.03	0.60	11.87	0.09	1.49	0.26	694	5	75	51	0.4	39	334	1.6	104	49
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hempelagite	3.56	1.44	0.02	0.47	13.31	0.07	1.15	0.19	262	6	57	46	0.4	32	327	1.1	78	51
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hempelagite	4.33	1.64	0.02	0.60	10.16	0.08	1.27	0.23	181	6	69	37	0.4	30	261	1.2	91	47
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hempelagite	2.27	1.10	0.01	0.31	4.70	0.04	0.67	0.12	100	4	34	24	0.2	19	128	0.8	48	31
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	5.50	3.12	0.01	0.78	16.48	0.15	1.42	0.26	229	10	116	30	< LD	68	319	5.0	144	133
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	6.58	3.29	0.01	0.83	13.33	0.16	1.80	0.32	333	11	89	29	< LD	34	288	4.8	157	106
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	5.99	3.41	0.01	0.82	14.43	0.16	1.62	0.29	281	13	144	94	3.1	109	138	8.9	261	144
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	6.96	3.17	0.01	0.83	11.80	0.19	1.94	0.32	2798	11	62	36	8.6	59	423	10.5	134	74
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	8.24	3.62	0.01	0.87	6.14	0.23	2.32	0.38	561	12	100	50	7.6	84	342	8.3	256	187
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	7.35	2.83	0.01	0.86	10.89	0.18	2.06	0.36	858	12	111	46	5.2	76	308	6.0	288	115
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	8.08	2.95	0.01	0.89	8.32	0.21	2.18	0.38	319	10	96	42	1.1	43	262	5.1	143	106
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	7.12	3.83	0.01	0.88	10.46	0.20	1.89	0.33	636	17	147	69	4.4	110	224	6.9	284	310
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	5.85	4.05	0.01	0.92	14.34	0.17	1.36	0.26	253	14	101	47	3.4	74	258	5.2	156	141

Table 7.8 (2): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Average upper crust contents (McLennan, 2001)			8.04	3.5	0.06	1.33	3	2.89	2.8	0.41	550	17	83	25	1.5	44	350	2.8	107	71
Sample	Section	Description	Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Mg (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	9.67	2.84	0.01	0.96	1.09	0.28	2.68	0.46	269	16	87	42	28.5	98	340	8.4	231	111
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	8.41	3.18	0.01	1.19	8.18	0.17	1.91	0.44	224	12	78	30	6.4	54	295	6.6	144	77
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	6.87	3.06	0.01	0.87	11.48	0.18	1.68	0.36	197	12	76	36	6.3	78	369	6.1	151	101
SC OG 001-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	2.77	1.30	0.03	0.52	10.23	0.06	0.89	0.15	144	6	46	34	0.2	25	231	0.8	61	55
SC OG 002-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	5.29	2.21	0.04	0.91	15.87	0.11	1.67	0.29	356	9	87	50	0.3	43	397	2.1	112	89
SC OG 003-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	4.99	2.19	0.03	0.83	13.11	0.10	1.56	0.27	194	8	69	50	0.3	34	338	1.6	94	75
SC OG 004-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	2.07	0.86	0.01	0.33	4.90	0.04	0.56	0.12	100	3	31	19	0.2	13	135	0.5	38	22
SC OG 005-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	6.62	2.87	0.02	1.15	13.96	0.13	2.15	0.35	256	6	68	33	0.4	36	358	1.6	91	148
SC OG 006-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	4.68	2.03	0.02	0.82	11.18	0.12	1.48	0.25	233	9	72	41	0.3	37	379	1.6	99	75
SC OG 007-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	4.73	1.99	0.02	0.75	9.65	0.10	1.48	0.26	264	11	75	38	0.4	49	345	1.6	103	82
SC OG 008-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	5.85	2.31	0.01	0.86	9.12	0.13	1.82	0.33	229	10	87	44	0.4	46	381	2.0	121	72
SC OG 009-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	6.23	2.36	0.02	0.93	10.52	0.13	1.95	0.33	225	14	96	60	0.6	56	353	1.6	126	117
SC OG 010-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	5.19	2.16	0.03	0.77	10.41	0.11	1.65	0.28	207	12	74	52	0.4	43	349	1.5	102	67
SC OG 011-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	5.26	2.41	0.01	0.76	8.49	0.12	1.77	0.30	230	17	93	46	0.6	73	316	1.9	127	104
SC OG 012-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	6.10	2.47	0.01	0.83	6.86	0.14	1.89	0.33	236	15	88	43	0.4	61	379	2.1	131	102
SC OG 013-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	5.32	2.35	0.02	0.77	8.48	0.14	1.65	0.29	201	14	82	44	0.4	57	324	1.4	114	86
SC OG 014-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	6.11	2.56	0.02	0.86	9.63	0.22	1.89	0.34	240	11	80	36	0.5	43	375	2.0	111	86
SC OG 015-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	5.46	2.43	0.02	0.75	6.15	0.16	1.71	0.30	200	13	80	44	0.6	58	260	1.4	111	73
SC OG 016-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	5.24	2.19	0.02	0.81	8.25	0.21	1.63	0.29	209	10	69	35	0.3	34	319	1.5	94	75
SC OG 017-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	3.79	1.95	0.02	0.73	6.98	0.09	1.50	0.25	207	10	75	28	0.8	38	268	1.5	103	68
SC OG 018-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	6.12	2.75	0.03	0.91	11.37	0.11	1.90	0.25	245	7	49	27	0.3	30	384	1.0	70	70
SC OG 019-f	Serre-Chatieu	Falot Interval	5.24	2.33	0.02	0.76	9.57	0.11	1.70	0.29	208	13	84	38	0.5	60	286	2.3	112	106
SC OG 020-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	4.73	1.99	0.02	0.73	9.25	0.11	1.56	0.27	186	8	71	33	0.8	28	316	1.2	93	64
SC OG 021-h	Serre-Chatieu	Hempelagite	4.59	2.06	0.02	0.76	9.42	0.11	1.51	0.25	177	11	77	36	0.3	39	293	1.3	104	72
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	3.73	1.64	0.01	0.62	14.51	0.09	1.03	0.20	432	5	41	29	1.0	26	495	1.5	54	48
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	4.51	1.89	0.01	0.69	12.18	0.10	1.20	0.23	627	10	68	20	4.0	62	434	3.4	91	47
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	4.03	1.98	0.01	0.72	9.74	0.08	1.03	0.18	334	9	40	12	16.5	62	376	3.2	64	25
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	4.39	1.69	0.03	0.71	12.90	0.09	1.10	0.20	437	7	42	63	0.3	39	462	1.0	59	46
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	4.50	1.90	0.01	0.81	10.32	0.09	1.25	0.23	437	7	78	41	1.6	40	413	1.9	102	69
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	2.33	1.39	0.02	0.48	16.80	0.06	0.66	0.12	410	4	38	29	0.8	24	395	0.9	53	40
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hempelagite	3.14	1.39	0.01	0.55	12.53	0.08	0.87	0.16	410	5	52	43	1.2	31	439	1.4	70	51
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hempelagite	5.23	2.05	0.02	0.62	13.88	0.09	1.32	0.25	476	10	70	40	0.7	61	534	2.3	116	92
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hempelagite	4.97	1.98	0.02	0.60	13.74	0.08	1.27	0.23	409	14	72	60	1.3	80	507	2.1	110	96
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	6.40	2.40	0.02	0.64	9.42	0.12	1.59	0.30	330	14	104	64	3.3	102	369	2.9	131	147
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	3.11	1.04	0.01	0.35	6.20	0.06	0.77	0.16	308	5	41	28	1.0	36	232	1.6	64	55
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hempelagite	2.31	0.85	0.01	0.28	6.06	0.04	0.57	0.12	217	5	31	24	0.3	28	209	0.8	47	34
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hempelagite	4.55	1.77	0.02	0.59	13.47	0.08	1.14	0.21	451	12	65	69	0.7	70	444	<LD	100	113

Table 7.8 (3): Geochemical data (major and trace elements) of the studied samples. <LD means below limit of detection.

Sample	Section	Description	Fe/ Al	Ti/ Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
GLE OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	0.50	0.05	6.0	0.6	0.9	4.5	1.8	0.3	1.5	2.8	1.2	1.0	2.3	3.57
GLE OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	0.43	0.05	3.9	0.5	1.0	6.0	1.2	0.5	1.4	1.9	0.8	1.0	1.8	3.71
GLE OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	0.46	0.05	1.8	0.5	1.0	6.9	1.5	0.6	1.6	2.3	0.7	1.0	1.4	3.72
GLE OG 004-h	Glaise	Hemipelagite	0.37	0.05	1.5	1.1	1.4	9.3	0.8	0.8	2.2	1.6	0.9	1.5	2.4	3.61
GLE OG 005-h	Glaise	Hemipelagite	0.41	0.05	1.4	0.8	1.0	5.6	0.8	0.9	1.6	1.7	0.8	1.0	1.5	3.67
GLE OG 006-h	Glaise	Hemipelagite	0.49	0.04	1.8	0.8	0.9	0.9	0.6	5.2	2.0	2.3	1.6	1.2	1.1	3.65
GLE OG 007-h	Glaise	Hemipelagite	0.44	0.07	0.4	0.4	1.2	0.6	0.4	0.4	0.9	1.6	0.7	1.0	0.6	4.29
GLE OG 008-h	Glaise	Hemipelagite	0.60	0.05	2.4	1.3	1.4	7.2	1.2	1.1	3.0	2.1	1.0	1.5	3.1	3.66
GLE OG 009-h	Glaise	Hemipelagite	0.45	0.05	0.5	0.6	0.9	1.5	0.5	0.3	0.9	0.8	0.6	0.9	0.7	4.43
GLE OG 010-h	Glaise	Hemipelagite	0.44	0.05	1.8	0.6	1.0	6.0	1.5	0.5	1.4	3.0	0.9	1.1	1.5	3.54
GLE OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	0.40	0.05	1.8	0.6	0.8	3.1	0.7	0.2	1.2	1.7	0.5	0.8	1.0	2.97
GLER OG 001-h	Glaise	Hemipelagite	0.40	0.05	0.9	0.9	1.2	1.7	0.3	< LD	1.3	1.1	1.5	1.5	1.0	3.41
GLER OG 002-h	Glaise	Hemipelagite	0.44	0.05	1.0	0.9	1.2	1.8	0.5	< LD	1.2	1.4	1.8	1.4	1.1	3.41
GLER OG 003-h	Glaise	Hemipelagite	1.16	0.07	2.4	3.4	1.4	2.1	0.9	2.5	2.7	4.6	3.9	1.5	4.9	2.93
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	0.41	0.06	0.9	0.7	1.2	0.9	0.2	1.1	1.1	0.7	1.6	1.5	0.8	3.43
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	0.41	0.05	0.8	0.6	1.2	0.9	0.1	< LD	0.8	0.6	1.2	1.5	1.5	3.38
GLER OG 006-g	Glaise	Goguel Level	0.45	0.06	1.6	0.8	1.1	0.9	0.2	< LD	0.8	0.9	1.2	1.5	1.1	3.42
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	0.37	0.05	1.0	0.5	1.0	0.8	0.1	< LD	0.8	0.6	1.1	1.3	0.7	3.46
GLER OG 008-g	Glaise	Goguel Level	0.49	0.05	1.0	1.0	1.2	2.0	0.2	< LD	2.0	0.6	1.5	1.5	2.0	3.26
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	0.36	0.05	1.1	0.9	1.1	2.9	0.1	< LD	1.4	0.6	1.3	1.5	1.3	3.38
GLER OG 010-g	Glaise	Goguel Level	0.30	0.06	0.8	0.5	1.1	1.6	0.1	< LD	0.9	0.6	1.2	1.4	0.9	3.36
GLER OG 011-h	Glaise	Hemipelagite	0.33	0.06	0.8	0.7	1.1	0.8	0.1	< LD	1.0	0.4	1.0	1.3	1.0	3.40
GLER OG 012-h	Glaise	Hemipelagite	0.58	0.06	1.2	0.8	1.1	0.6	0.6	< LD	0.9	1.3	1.7	1.6	1.1	3.51
ARB OG 001 A-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	0.35	0.05	0.6	0.8	1.0	1.8	0.2	< LD	1.7	1.1	1.8	1.1	2.0	3.97
ARB OG 001 B-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	0.40	0.05	0.6	0.9	1.1	2.7	0.4	< LD	1.9	1.1	1.8	1.3	2.4	3.90
ARB OG 002 A-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.38	0.05	0.7	0.7	0.9	1.3	0.3	19.3	1.7	1.1	3.0	1.5	1.2	4.01
ARB OG 002 B-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.55	0.05	3.6	0.8	1.1	1.7	0.9	38.2	2.4	2.4	5.3	2.3	0.9	3.76
ARB OG 002 C-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.44	0.05	0.8	0.8	1.0	1.4	0.4	21.0	2.6	1.5	3.5	2.1	1.7	3.92
ARB OG 003-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.36	0.05	1.1	0.6	1.0	1.3	0.3	11.8	1.5	1.1	3.3	1.6	1.3	3.98
ARB OG 004-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.46	0.05	1.5	0.7	1.0	1.4	0.6	24.3	2.2	1.9	4.5	2.1	1.1	3.81
ARB OG 005-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.43	0.05	1.8	0.6	1.2	1.6	0.4	26.0	2.0	2.2	4.1	3.2	2.1	3.74
ARB OG 006-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.36	0.05	1.1	0.7	1.0	1.3	0.3	6.2	1.5	1.1	2.2	2.0	1.2	3.97
ARB OG 007-p	L'Arboudeysse	Paquier Level	0.53	0.05	1.7	0.9	1.0	1.5	0.5	32.0	3.4	2.2	4.8	2.1	1.1	3.83
ARB OG 008-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	0.45	0.05	0.8	0.8	1.1	2.1	0.5	4.0	1.6	1.6	2.1	1.9	3.1	3.74
ARB OG 009-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	0.46	0.05	1.2	0.7	1.0	2.1	0.5	< LD	1.4	1.7	2.2	1.2	1.9	3.82
ARB OG 010-h	L'Arboudeysse	Hemipelagite	0.47	0.05	1.5	0.9	1.1	2.0	0.5	< LD	1.6	1.8	2.4	1.3	2.0	3.80
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.43	0.05	0.7	0.9	1.3	1.6	0.3	0.7	1.4	0.9	0.9	1.5	2.0	3.29
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.38	0.05	0.7	0.8	1.2	1.4	0.2	0.5	1.3	1.0	1.1	1.5	1.2	3.14
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.36	0.05	0.9	0.8	1.3	1.2	0.2	1.0	1.2	0.8	0.9	1.5	0.9	3.45
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.41	0.05	1.1	0.7	1.3	1.7	0.2	1.9	1.9	1.0	1.3	1.9	2.5	3.19
ND OG 005-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.35	0.05	0.8	0.5	1.3	1.1	0.1	1.6	1.2	0.7	1.0	1.8	1.1	3.16
ND OG 006-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.46	0.05	0.8	1.0	1.7	1.2	0.2	2.8	1.8	0.9	1.0	2.2	3.6	3.30
ND OG 007-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.36	0.04	0.7	0.7	1.1	1.0	0.1	0.6	1.0	0.6	0.8	1.2	1.2	3.27
ND OG 008-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.33	0.05	0.8	0.7	1.2	1.8	0.1	0.8	1.3	0.5	0.9	1.9	2.1	3.06
ND2 001-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.34	0.05	0.7	0.8	0.9	0.6	0.1	< LD	0.9	0.6	1.5	1.1	1.0	3.57
ND2 002-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.50	0.05	0.8	0.6	1.3	1.8	0.1	1.5	1.4	0.6	1.2	1.4	1.7	3.39
ND2 003-h	Notre-Dame	Hemipelagite	0.41	0.05	0.8	0.6	1.1	1.8	0.1	< LD	1.3	0.5	1.4	1.4	1.1	3.54
PRE OG 001-h	Pré-Guttard	Hemipelagite	0.40	0.05	2.5	0.9	1.3	2.5	0.5	0.7	1.6	5.9	1.7	1.7	1.8	3.10
PRE OG 002-h	Pré-Guttard	Hemipelagite	0.37	0.05	1.8	0.9	1.3	2.5	0.4	0.8	1.5	4.5	1.2	1.6	1.6	3.83

Table 7.9 (1): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Sample	Section	Description	Fe/Al	Ti/Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
PRE OG 003-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	0.36	0.05	1.8	0.8	1.3	2.4	0.4	0.7	1.4	4.7	1.6	1.9	2.0	3.72
PRE OG 004-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	0.39	0.06	1.8	0.5	0.9	1.7	0.4	0.3	1.1	3.8	1.4	1.3	1.4	3.46
PRE OG 005-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	0.45	0.06	1.3	0.5	1.2	2.3	0.4	0.6	1.0	3.3	1.0	1.3	1.3	3.70
PRE OG 006-h	Pré-Guitard	Hemipelagite	0.44	0.06	1.5	0.8	1.2	2.7	0.8	0.9	1.3	4.1	1.4	1.4	1.5	3.63
SJ OG 001-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.58	0.05	1.9	0.9	1.3	1.8	0.4	2.8	1.3	2.3	1.6	1.3	1.8	3.42
SJ OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.74	0.07	2.3	0.8	1.6	1.3	0.4	2.5	1.1	1.5	1.3	1.6	2.8	3.25
SJ OG 003-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.36	0.05	0.8	0.8	1.4	3.2	0.3	0.6	1.3	1.0	0.8	1.4	1.7	3.79
SJ OG 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.47	0.05	1.0	1.2	1.4	2.2	0.2	0.3	1.9	1.2	1.1	1.5	1.8	3.69
SJ OG 005-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.51	0.05	1.0	0.9	1.4	2.6	1.0	0.3	1.3	2.8	0.9	1.5	1.9	3.55
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.39	0.05	1.1	0.7	1.3	1.7	0.2	0.3	1.1	1.8	0.9	1.5	1.3	2.81
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.44	0.05	0.8	0.8	1.3	1.2	0.3	0.9	1.2	1.5	1.0	1.6	1.7	3.45
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.39	0.04	0.7	0.8	1.4	1.4	0.2	0.8	1.4	1.5	0.8	1.8	1.2	3.63
SJ 007.1-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.39	0.05	0.6	0.3	1.0	0.9	0.2	0.6	0.8	1.0	0.6	1.2	1.0	3.78
SJ 007.2-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.38	0.05	0.5	0.4	0.9	0.8	0.1	0.7	0.9	1.0	0.6	1.1	0.9	3.77
SJ 007.3-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.40	0.05	0.5	0.4	1.1	1.1	0.1	3.0	1.3	1.0	0.7	1.5	1.1	3.83
SJ 007.4-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.37	0.05	0.8	0.4	0.9	0.9	0.1	1.2	0.9	1.0	0.6	1.3	0.8	3.73
SJ 007.5-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.40	0.05	0.9	0.4	1.1	0.8	0.1	1.0	1.1	1.0	0.6	1.3	0.8	3.65
SJ 007.6-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.42	0.05	0.8	0.3	0.7	0.6	0.1	0.8	0.8	1.0	0.5	0.9	0.7	3.74
SJ FA 001-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.38	0.05	0.7	0.4	0.9	1.3	0.2	0.2	1.0	1.2	0.6	1.1	1.2	3.92
SJ FA 002-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.39	0.05	0.7	0.4	0.9	1.5	0.2	0.3	1.0	1.2	0.6	1.1	1.3	3.99
SJ FA 003-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.39	0.05	0.7	0.4	0.9	1.4	0.2	0.3	1.0	1.0	0.6	1.0	1.1	3.97
SJ FA 004-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.39	0.05	0.5	0.5	0.9	1.2	0.2	0.2	1.2	1.0	0.6	1.0	1.3	3.97
SJ FA 005-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.39	0.05	0.5	0.4	0.9	1.4	0.2	0.3	0.9	0.9	0.6	1.0	1.3	3.92
SJ FA 006-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.37	0.05	0.5	0.4	0.8	1.1	0.2	0.2	0.9	0.8	0.7	1.0	1.0	3.66
SJ FA 007 A-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.46	0.05	0.5	1.0	1.1	1.5	0.2	0.4	2.0	1.9	0.8	1.2	1.9	3.83
SJ FA 007 B-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.41	0.04	0.5	0.8	1.0	1.3	0.2	0.3	1.7	2.1	0.6	1.1	1.6	3.84
SJ FA 007 C-f	Saint-Jaume	Falot Interval	0.42	0.05	0.5	0.8	1.0	1.4	0.2	0.3	1.8	1.3	0.7	1.1	1.6	3.83
SJ2 OG 002-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.40	0.05	0.7	0.9	1.5	3.0	0.4	0.5	1.4	1.7	0.8	1.6	1.5	3.82
SJ2 OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.43	0.05	0.8	1.0	1.5	2.1	0.5	0.3	1.5	1.6	0.8	1.6	2.0	3.74
SJ2 OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.43	0.05	0.9	0.7	1.1	2.0	0.4	0.3	1.1	1.8	0.6	1.1	1.3	3.74
SJ2 OG 005-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.46	0.05	2.3	1.1	1.5	10.1	2.1	0.8	2.3	3.0	0.9	1.5	1.8	3.55
SJ2 OG 006-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	0.40	0.05	0.8	0.7	1.2	1.7	0.3	0.4	1.1	1.4	0.7	1.5	1.2	3.72
SJ2 OG 007-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.48	0.05	1.0	0.9	1.5	2.4	0.9	0.4	1.4	3.0	0.8	1.6	1.9	3.72
SJ2 OG 001A-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.45	0.06	2.1	0.5	1.5	3.5	0.8	0.5	1.5	1.6	0.9	1.7	1.2	3.79
SJ2 OG 001B-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.40	0.05	1.1	0.8	1.5	4.1	0.9	0.5	1.6	2.1	0.9	1.7	1.6	3.74
SJ2 OG 001C-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.38	0.05	0.6	0.7	1.6	2.8	0.5	0.5	1.3	1.4	0.8	1.6	1.2	3.86
SJ2 OG 001D-h	Saint-Jaume	Hemipelagite	0.48	0.05	0.6	0.9	1.5	3.4	0.5	0.6	1.5	1.3	1.0	1.6	1.5	3.81
SAUZ OG 01-g	Sauzeries	Goguel Level	0.57	0.05	0.6	0.8	2.0	1.7	0.2	< LD	2.3	1.3	2.6	2.0	2.7	3.48
SAUZ OG 02-g	Sauzeries	Goguel Level	0.50	0.05	0.7	0.8	1.3	1.4	0.2	< LD	0.9	1.0	2.1	1.8	1.8	3.77
SAUZ OG 03-g	Sauzeries	Goguel Level	0.57	0.05	0.7	1.0	2.3	5.0	0.1	2.8	3.3	0.5	4.3	3.3	2.7	3.40
SAUZ OG 04-g	Sauzeries	Goguel Level	0.46	0.05	5.9	0.7	0.9	1.7	0.2	6.6	1.6	1.4	4.3	1.5	1.2	3.41
SAUZ OG 05-g	Sauzeries	Goguel Level	0.44	0.05	1.0	0.7	1.2	2.0	0.1	4.9	1.9	1.0	2.9	2.3	2.6	3.42
SAUZ OG 05 BIS-g	Sauzeries	Goguel Level	0.39	0.05	1.7	0.7	1.5	2.0	0.1	3.8	1.9	1.0	2.3	2.9	1.8	3.48
SAUZ OG 06-g	Sauzeries	Goguel Level	0.36	0.05	0.6	0.6	1.1	1.7	0.1	0.7	1.0	0.7	1.8	1.3	1.5	3.53
SAUZ OG 07-g	Sauzeries	Goguel Level	0.54	0.05	1.3	1.1	2.0	3.1	0.1	3.3	2.8	0.7	2.8	3.0	4.9	3.42
SAUZ OG 08-g	Sauzeries	Goguel Level	0.69	0.04	0.6	1.1	1.7	2.6	0.2	3.1	2.3	1.0	2.6	2.0	2.7	3.46
SAUZ OG 09-g	Sauzeries	Goguel Level	0.29	0.05	0.4	0.8	0.9	1.4	0.2	15.8	1.8	0.8	2.5	1.8	1.3	3.46
SAUZ OG 10-g	Sauzeries	Goguel Level	0.38	0.05	0.4	0.7	0.9	1.1	0.2	4.1	1.2	0.8	2.3	1.3	1.0	3.53
SAUZ OG 11-g	Sauzeries	Goguel Level	0.45	0.05	0.4	0.8	1.1	1.7	0.2	4.9	2.1	1.2	2.5	1.7	1.7	3.44

Table 7.9 (2): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Sample	Section	Description	Fe/ Al	Ti/ Al	Ba EF	Co EF	Cr EF	Cu EF	Mn EF	Mo EF	Ni EF	Sr EF	U EF	V EF	Zn EF	IA (Ln (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O))
SC OG 001-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.47	0.05	0.8	1.1	1.6	3.9	1.5	0.3	1.7	1.9	0.9	1.6	2.2	3.73
SC OG 002-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.42	0.05	1.0	0.8	1.6	3.1	1.0	0.3	1.5	1.7	1.1	1.6	1.9	3.72
SC OG 003-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.44	0.05	0.6	0.7	1.3	3.2	0.9	0.3	1.2	1.6	0.9	1.4	1.7	3.77
SC OG 004-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.42	0.06	0.7	0.7	1.4	2.9	0.5	0.5	1.1	1.5	0.7	1.4	1.2	3.85
SC OG 005-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.43	0.05	0.6	0.5	1.0	1.6	0.3	0.3	1.0	1.2	0.7	1.0	2.5	3.75
SC OG 006-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.43	0.05	0.7	0.9	1.5	2.8	0.7	0.3	1.4	1.9	1.0	1.6	1.8	3.52
SC OG 007-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.42	0.06	0.8	1.1	1.5	2.6	0.6	0.4	1.9	1.7	1.0	1.6	2.0	3.69
SC OG 008-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.40	0.06	0.6	0.8	1.4	2.4	0.3	0.3	1.4	1.5	1.0	1.6	1.4	3.67
SC OG 009-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.38	0.05	0.5	1.1	1.5	3.1	0.5	0.5	1.6	1.3	0.8	1.5	2.1	3.75
SC OG 010-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.42	0.05	0.6	1.1	1.4	3.2	0.7	0.4	1.5	1.5	0.8	1.5	1.5	3.71
SC OG 011-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.46	0.06	0.6	1.6	1.7	2.8	0.4	0.6	2.5	1.4	1.1	1.8	2.2	3.58
SC OG 012-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.41	0.05	0.6	1.1	1.4	2.3	0.3	0.4	1.8	1.4	1.0	1.6	1.9	3.59
SC OG 013-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.44	0.05	0.6	1.2	1.5	2.7	0.5	0.4	2.0	1.4	0.8	1.6	1.8	3.46
SC OG 014-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.8	1.3	1.9	0.5	0.4	1.3	1.4	0.9	1.4	1.6	3.15
SC OG 015-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.44	0.06	0.5	1.2	1.4	2.6	0.5	0.5	2.0	1.1	0.7	1.5	1.5	3.39
SC OG 016-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.9	1.3	2.1	0.5	0.3	1.2	1.4	0.8	1.3	1.6	3.05
SC OG 017-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.51	0.07	0.8	1.3	1.9	2.4	0.5	1.1	1.8	1.6	1.2	2.0	2.0	3.55
SC OG 018-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.45	0.04	0.6	0.6	0.8	1.4	0.7	0.3	0.9	1.4	0.5	0.9	1.3	3.86
SC OG 019-f	Serre-Chaitieu	Fallot Interval	0.44	0.06	0.6	1.2	1.6	2.3	0.4	0.5	2.1	1.3	1.3	1.6	2.3	3.71
SC OG 020-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.42	0.06	0.6	0.8	1.4	2.2	0.6	0.9	1.1	1.5	0.7	1.5	1.5	3.59
SC OG 021-h	Serre-Chaitieu	Hemipelagite	0.45	0.06	0.6	1.1	1.6	2.5	0.7	0.4	1.6	1.5	0.8	1.7	1.8	3.61
TAFE OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	0.44	0.05	1.7	0.6	1.1	2.5	0.5	1.5	1.3	3.0	1.2	1.1	1.5	3.61
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	0.42	0.05	2.0	1.0	1.5	1.4	0.4	4.8	2.5	2.2	2.2	1.5	1.2	3.69
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	0.49	0.04	1.2	1.1	1.0	0.9	0.4	21.9	2.8	2.1	2.2	1.2	0.7	3.79
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	0.38	0.05	1.5	0.8	0.9	4.6	0.8	0.4	1.6	2.4	0.7	1.0	1.2	3.78
TAFE OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	0.42	0.05	1.4	0.7	1.7	2.9	0.3	1.9	1.6	2.1	1.2	1.7	1.7	3.70
TAFE OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	0.59	0.05	2.6	0.9	1.6	4.0	1.1	1.8	1.9	3.9	1.2	1.7	1.9	3.46
TAFE OG 007-h	Tarendol	Hemipelagite	0.44	0.05	1.9	0.8	1.6	4.4	0.6	2.0	1.8	3.2	1.3	1.7	1.8	3.47
TAFE2 OG 001-h	Tarendol	Hemipelagite	0.39	0.05	1.3	0.9	1.3	2.4	0.5	0.7	2.1	2.3	1.3	1.7	2.0	3.90
TAFE2 OG 002-h	Tarendol	Hemipelagite	0.40	0.05	1.2	1.3	1.4	3.9	0.6	1.4	2.9	2.3	1.2	1.7	2.2	3.91
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	0.37	0.05	0.8	1.0	1.6	3.2	0.4	2.8	2.9	1.3	1.3	1.5	2.6	3.84
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	0.33	0.05	1.4	0.8	1.3	2.8	0.4	1.8	2.1	1.7	1.5	1.6	2.0	3.85
TAFE2 OG 005-h	Tarendol	Hemipelagite	0.37	0.05	1.4	1.0	1.3	3.3	0.5	0.6	2.2	2.1	1.0	1.5	1.7	3.84
TAFE2 OG 006-h	Tarendol	Hemipelagite	0.39	0.05	1.4	1.2	1.4	4.9	0.5	0.8	2.8	2.2	<LD	1.6	2.8	3.83

Table 7.9 (3): Geochemical data (Al-normalized concentrations and enrichment factors) of the studied samples. <LD means below limit of detection. EF stands for enrichment factor (see text).

Table 7.10 (1): Molecular geochemical parameters from aliphatic and aromatic fractions of samples studied.

Sample	Section	Description	Source related parameters													Higher plants parameters (HPP): retene+cadalene
			pr/C17	Ph/C18	Pi/Ph	PMI(C22+PMI)	DeP1 ^a	DeP2 ^b	TAR ^c	%C27 ^d	%C28 ^e	%C29 ^f	Retene/(Phenanthrene+Retene)	Cadalene/(Phenanthrene+Cadalene)		
ARB OG 002 A-g	L'Auboueysses	Paquier Level	8.09	16.86	0.81	0.36	0.59	1.75	0.52	14.57	47.08	38.35	0.33	0.61	0.84	
ARB OG 002 B-g	L'Auboueysses	Paquier Level	12.85	23.27	0.72	0.41	0.33	2.40	0.62	12.83	50.34	36.83	0.00	0.30	0.31	
ARB OG 002C-p	L'Auboueysses	Paquier Level	7.14	15.37	0.81	0.36	0.57	1.85	0.45	15.62	42.98	41.40	0.00	0.58	0.59	
ARB OG 003-p	L'Auboueysses	Paquier Level	6.13	13.13	0.90	0.23	1.03	2.06	0.37	22.40	42.32	35.28	0.50	0.68	1.18	
ARB OG 004-g	L'Auboueysses	Paquier Level	8.82	16.79	0.73	0.36	0.49	1.84	0.60	11.89	46.69	41.42	0.78	0.77	1.55	
ARB OG 008-h	L'Auboueysses	Hempelgite	5.51	7.11	1.23	0.19	0.83	1.77	0.19	28.34	31.33	40.33	0.41	0.61	1.02	
SC OG 004-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	1.76	0.61	3.94	nd	1.28	1.76	0.43	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10	0.15	
SC OG 005-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	2.42	0.65	3.81	nd	1.32	1.86	0.65	30.23	13.15	56.63	0.16	0.20	0.36	
SC OG 006-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	2.60	0.72	3.97	nd	1.30	1.83	0.93	33.11	20.75	46.14	0.09	0.20	0.29	
SC OG 008-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	2.43	0.63	3.93	nd	1.29	2.14	0.47	31.62	20.88	47.51	0.12	0.25	0.37	
SC OG 009-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	1.59	0.66	3.49	nd	1.30	1.49	0.55	35.51	19.83	44.67	0.12	0.19	0.31	
SC OG 011-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	5.94	0.65	5.67	nd	1.23	1.96	0.44	32.84	25.73	41.42	0.13	0.25	0.38	
SC OG 012-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	3.91	0.63	4.13	nd	1.28	1.86	0.27	35.22	24.63	40.15	0.22	0.14	0.36	
SC OG 015-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	0.80	0.73	2.48	nd	1.16	1.32	0.52	34.31	13.52	52.18	0.09	0.37	0.46	
SC OG 017-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	3.03	0.73	3.92	nd	1.22	1.72	0.52	31.06	21.18	47.76	0.16	nd	0.16	
SC OG 019-f	Serre-Chalieu	Falot Interval	3.03	0.62	4.00	nd	1.34	2.16	0.33	nd	nd	nd	nd	nd	0.00	
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	13.68	0.85	1.11	nd	1.09	1.38	0.57	31.51	25.21	43.27	nd	nd	0.00	
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	7.79	0.69	5.54	nd	1.14	1.35	0.28	34.89	21.56	43.55	nd	nd	0.00	
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	5.88	0.72	1.30	nd	1.15	1.26	0.28	34.25	25.47	40.28	0.25	0.47	0.72	
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilan Level	4.73	0.65	4.20	nd	1.19	1.53	0.14	41.53	21.63	36.84	0.07	0.18	0.25	
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilan Level	2.82	0.67	4.17	nd	1.12	1.46	0.46	38.90	16.33	44.77	0.11	0.22	0.33	
SJZ OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	2.07	0.65	2.96	nd	1.17	1.43	0.12	41.45	18.61	39.94	nd	nd	0.00	
SJZ OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Interval	2.52	0.68	3.67	nd	1.15	1.51	0.20	40.90	20.90	38.20	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 001-g	Sauzeries	Goguel Level	0.75	0.37	2.06	nd	0.13	1.00	0.96	33.56	19.08	47.36	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 002-g	Sauzeries	Goguel Level	0.79	0.72	2.64	nd	0.08	0.99	0.97	28.51	30.39	41.11	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 003-g	Sauzeries	Goguel Level	1.57	0.93	1.92	nd	0.21	1.01	0.99	29.52	23.70	46.78	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 004-g	Sauzeries	Goguel Level	1.43	0.67	2.51	nd	0.19	1.01	1.12	29.67	23.48	46.85	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 005-g	Sauzeries	Goguel Level	1.44	0.67	2.66	nd	0.17	1.00	1.01	27.51	33.35	39.14	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 006-g	Sauzeries	Goguel Level	0.74	0.68	1.77	nd	0.15	1.01	1.01	26.07	28.72	45.21	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 007-g	Sauzeries	Goguel Level	1.23	0.59	2.56	nd	0.16	0.99	1.04	30.11	28.62	41.26	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 008-g	Sauzeries	Goguel Level	1.31	0.68	2.57	nd	0.18	1.01	1.03	28.22	31.23	40.55	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 009-g	Sauzeries	Goguel Level	1.48	0.63	2.69	nd	0.15	0.95	0.97	29.68	25.97	44.36	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 010-g	Sauzeries	Goguel Level	1.26	0.554	1.81	nd	0.17	1.01	1.06	23.60	29.76	46.64	nd	nd	0.00	
SAUZ OG 011-g	Sauzeries	Goguel Level	1.1	0.69	3.13	nd	0.22	1.00	1.12	27.25	31.83	40.92	nd	nd	0.00	
GLER OG 004-g	Glaise	Goguel Level	1.89	0.62	2.97	nd	0.22	1.00	1.05	31.68	20.50	47.82	0.07	nd	0.07	
GLER OG 005-g	Glaise	Goguel Level	1.93	0.75	1.98	nd	0.18	1.07	1.11	27.80	23.37	48.83	0.07	nd	0.07	
GLER OG 007-g	Glaise	Goguel Level	1.9	0.71	2.5	nd	0.19	1.02	1.11	28.36	25.17	46.47	0.06	nd	0.06	
GLER OG 009-g	Glaise	Goguel Level	1.88	0.67	1.98	nd	0.08	1.07	1.16	44.71	11.49	43.80	0.02	0.04	0.06	
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.89	0.95	3.07	nd	0.27	1.15	1.48	37.80	4.80	57.40	0.11	0.14	0.25	
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.93	0.78	2.89	nd	0.26	1.14	1.30	36.14	5.70	58.15	0.09	0.13	0.22	
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.51	0.78	2.94	nd	0.23	1.12	1.28	34.44	3.34	62.22	0.12	0.14	0.26	
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	1.9	0.82	2.05	nd	0.28	1.08	1.35	37.60	3.91	58.48	0.10	0.13	0.23	
ND OG 005-g	Notre-Dame	Hempelgite	nd	nd	3.23	nd	0.29	1.04	1.11	35.51	3.96	60.53	0.09	0.13	0.22	
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	2.14	0.38	3.21	nd	0.26	1.04	1.33	41.71	5.08	53.21	0.06	0.12	0.18	
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.89	0.92	2.08	nd	0.24	1.01	1.14	41.00	4.00	54.99	0.07	0.11	0.18	
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	1.88	0.91	3.12	nd	0.13	1.12	1.18	38.65	3.63	57.72	0.07	0.09	0.16	

^aOEP(1) = (C21 + 6C23 + C25)/(4C22 + 4C24) Scalan and Smith (1970)

^bOEP(2) = (C25 + 6C27 + C29)/(4C26 + 4C28)

TAR = (nC27 + nC29 + nC31)/(nC15 + nC17 + nC19) Bourbonniere and Meyers (1996)

^c[2-MP]/[1-MP] Radke et al. (1986)

^d(1.5[2-MP] + [3-MP])/([P] + [1-MP] + [9-MP]) Radke et al. (1986)

^e[3[2-MP]]/[P]+[1-MP]+[9-MP]) Radke et al. (1986)

^f0.6(MP1)+0.4 Radke and Welte (1983)

* Relative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the aaaR isomers.

Sample	Section	Description	Maturity Parameters										
			Sterane C ₂₉ ₀₀₀ S/S+R	Diasterane C ₂₇ ₀₀ S/(S+R)	Ts/Ts+Tm	Hop C ₃₀ αβ/βα+αβ	Hopane C ₃₂ ₀₀ β/32s+32r	Hop/Ster	MPR ^d	MPI1 ^e	MPI2 ^f	Rc ^g	
ARB OG 002 A-p	L'Aboudeysson	Paquier Level	0.14	0.50	0.36	0.21	0.32	0.65	0.52	0.40	0.42	0.64	
ARB OG 002 B-p	L'Aboudeysson	Paquier Level	0.13	0.49	0.30	0.16	0.38	0.71	0.52	0.40	0.42	0.64	
ARB OG 002 C-p	L'Aboudeysson	Paquier Level	0.14	0.47	0.34	0.24	0.33	0.64	0.52	0.40	0.42	0.64	
ARB OG 003-p	L'Aboudeysson	Paquier Level	0.11	0.52	0.33	0.29	0.25	0.38	0.32	0.39	0.29	0.63	
ARB OG 004-p	L'Aboudeysson	Paquier Level	0.12	0.48	0.36	0.21	0.36	0.67	0.65	0.52	0.62	0.71	
ARB OG 008-h	L'Aboudeysson	Hempeligite	0.14	0.51	0.21	0.29	0.15	0.54	0.47	0.40	0.38	0.64	
SC OG 004-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.00	0.00	0.00	0.30	0.15	0.00	0.31	0.29	0.30	0.58	
SC OG 005-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.00	0.66	0.00	0.35	0.09	3.90	0.42	0.38	0.40	0.63	
SC OG 006-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.08	0.50	0.07	0.37	0.26	2.35	0.39	0.32	0.35	0.59	
SC OG 008-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.04	0.52	0.05	0.37	0.15	1.79	0.43	0.39	0.42	0.63	
SC OG 009-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.12	0.52	0.13	0.39	0.25	1.85	0.42	0.38	0.40	0.63	
SC OG 011-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.03	0.56	0.07	0.38	0.16	1.97	0.42	0.38	0.40	0.63	
SC OG 012-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.09	0.56	0.08	0.36	0.19	0.94	0.53	0.42	0.48	0.65	
SC OG 015-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.07	0.67	0.16	0.33	0.38	4.29	0.46	0.40	0.43	0.64	
SC OG 017-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	0.10	0.53	0.15	0.37	0.21	0.90	0.48	0.39	0.41	0.64	
SC OG 019-f	Serre-Chatellu	Falot Internal	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
TAFE OG 002-j	Tarendol	Jacob Level	0.21	0.54	0.20	0.21	0.39	0.58	0.41	0.36	0.36	0.62	
TAFE OG 003-j	Tarendol	Jacob Level	0.40	0.51	0.13	0.35	0.31	1.15	0.41	0.36	0.36	0.62	
TAFE OG 004-j	Tarendol	Jacob Level	0.09	0.55	0.12	0.35	0.31	0.89	0.41	0.33	0.32	0.60	
TAFE2 OG 003-k	Tarendol	Kilian Level	0.13	0.56	0.00	0.33	0.28	0.75	0.51	0.37	0.41	0.62	
TAFE2 OG 004-k	Tarendol	Kilian Level	0.09	0.57	0.00	0.36	0.35	2.27	0.45	0.36	0.36	0.61	
SJZ OG 003-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Internal	0.16	0.59	0.00	0.30	0.48	1.01	0.54	0.47	0.48	0.68	
SJZ OG 004-n	Saint-Jaume	Niveau Noir Internal	0.19	0.58	0.00	0.32	0.45	0.72	0.42	0.39	0.38	0.64	
SAUZ OG 001-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.60	0.63	0.25	0.57	2.33	0.78	0.59	0.64	0.75	
SAUZ OG 002-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.60	0.71	0.25	0.58	1.86	0.70	0.52	0.57	0.71	
SAUZ OG 003-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.60	0.60	0.22	0.60	2.39	0.76	0.55	0.60	0.73	
SAUZ OG 004-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.51	0.61	0.56	0.24	0.56	2.03	0.72	0.62	0.64	0.77	
SAUZ OG 005-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.55	0.61	0.59	0.23	0.55	2.01	0.71	0.56	0.58	0.73	
SAUZ OG 006-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.62	0.71	0.26	0.57	2.31	0.74	0.56	0.61	0.73	
SAUZ OG 007-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.55	0.61	0.64	0.23	0.56	1.87	0.69	0.50	0.54	0.70	
SAUZ OG 008-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.53	0.60	0.61	0.25	0.57	1.63	0.71	0.53	0.56	0.72	
SAUZ OG 009-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.60	0.58	0.23	0.57	2.13	0.71	0.53	0.56	0.72	
SAUZ OG 010-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.54	0.61	0.70	0.26	0.58	2.16	0.70	0.52	0.56	0.71	
SAUZ OG 011-g	Sauzeuries	Goguel Level	0.53	0.60	0.60	0.23	0.59	1.97	0.69	0.52	0.55	0.71	
GLER OG 004-g	Gleise	Goguel Level	0.50	0.59	0.55	0.27	0.57	1.36	0.69	0.56	0.59	0.74	
GLER OG 005-g	Gleise	Goguel Level	0.48	0.59	0.43	0.30	0.56	1.20	0.78	0.55	0.60	0.73	
GLER OG 007-g	Gleise	Goguel Level	0.46	0.59	0.04	0.33	0.57	0.29	0.88	0.58	0.61	0.75	
GLER OG 009-g	Gleise	Goguel Level	0.41	0.61	0.04	0.35	0.59	1.98	0.53	0.35	0.34	0.61	
ND OG 001-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.12	0.56	0.28	0.30	0.49	0.55	0.58	0.47	0.49	0.68	
ND OG 002-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.10	0.54	0.29	0.30	0.45	0.66	0.58	0.49	0.51	0.69	
ND OG 003-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.12	0.53	0.35	0.28	0.49	0.66	0.64	0.51	0.52	0.71	
ND OG 004-g	Notre-Dame	Goguel Level	0.14	0.54	0.38	0.29	0.46	0.56	0.66	0.51	0.52	0.71	
ND OG 005-g	Notre-Dame	Hempeligite	0.12	0.55	0.41	0.29	0.46	0.52	0.69	0.53	0.55	0.72	
SJ OG 006-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.15	0.59	0.06	0.35	0.47	0.59	0.58	0.42	0.49	0.65	
SJ OG 007-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.13	0.57	0.34	0.29	0.49	0.69	0.56	0.45	0.46	0.67	
SJ OG 007 BIS-g	Saint-Jaume	Goguel Level	0.13	0.54	0.36	0.29	0.50	0.67	0.63	0.49	0.49	0.70	

^aOEP(1) = (C21 + 6C23 + C25)/(4C22 + 4C24) Scanlan and Smith (1970)

^bOEP(2) = (C25 + 6C27 + C29)/(4C26 + 4C28)

TAR = (nC27 + nC29 + nC31)/(nC15 + nC17 + nC19) Bourbonniere and Meyers (1996)

^c[2-MP]/[1-MP] Radke et al. (1986)

^d1.5([2-MP] + [3-MP])/([P] + [1-MP] + [9-MP]) Radke et al. (1986)

^e3([2-MP])/([P] + [1-MP] + [9-MP]) Radke et al. (1986)

^f0.6(MPI1) + 0.4 Radke and Welte (1983)

^gRelative percentage of C27, C28 and C29 regular steranes, determined on the aaaR isomers.

Table 7.10 (2): Molecular geochemical parameters from aliphatic and aromatic fractions of samples studied.

Résumé

L'objectif de ce travail est d'étudier la sédimentologie des dépôts organiques en domaine marin distal afin de comprendre les processus de transport et de préservation de la matière organique (MO) d'origine marine et terrestre, ainsi que sa distribution dans les différents cortèges sédimentaires. Pour accomplir ce travail, une approche multi-facteurs a été réalisée (pyrolyse Rock-Eval, granulométrie laser, DRX de la fraction argileuse, géochimie organique et inorganique) sur deux formations déposées dans un bassin hémipélagique : les Terres Noires du Jurassique supérieur et les Marnes Bleues de l'Aptien-Albien du Bassin du Sud-Est de la France, apophyse de l'océan Téthys au cours du Mésozoïque. Ces formations affichent des teneurs organiques faibles pour les Terres Noires (< 1 wt%, MO d'origine terrestre et fossile) et relativement plus riches pour les Marnes Bleues, qui contiennent des niveaux organiques (> 1 wt%, MO d'origine terrestre et/ou marine). Les résultats démontrent qu'il n'y a pas de relation entre le cortège organique et la granulométrie de la fraction terrigène ou la minéralogie de la fraction argileuse, cette dernière représentant moins de 1% de la composition totale des sédiments. Toutefois, on constate une relation entre la teneur en silts et l'occurrence des niveaux plus riches en MO. Des turbidites sont présentes dans un niveau organique particulier des Marnes Bleues (Faisceau Goguel) mais elles n'ont pas acheminé de MO terrestre dans le bassin ; au contraire, elles ont eu un rôle négatif sur la préservation du contenu organique (ventilation du fond du bassin et diffusion d'O₂ dissous dans les sédiments sous-jacents). De la MO terrestre est observée dans certains niveaux organiques, mais sans lien avec des dépôts gravitaires, signifiant donc que la MO terrestre peut être transportée vers le domaine marin distal sans nécessairement impliquer des processus gravitaires. L'occurrence de sédiments organiques d'origine terrestre semble plutôt liée à des facteurs à plus large échelle : des conditions climatiques humides et des contextes océanographiques et/ou tectoniques particuliers. Il n'y a pas de lien évident entre la nature de la MO et les cortèges de dépôts dans les séquences stratigraphiques de 3^e ordre, cependant, on constate que tous les niveaux organiques se sont déposés dans un contexte de haut niveau marin relatif. L'apport majeur de ce travail concerne l'approche multi-facteurs de la sédimentologie de la MO en domaine marin. Pour une productivité primaire marine constamment faible à normale dans ce cas d'étude, il a été mis en avant le rôle de 3 facteurs clés pour la formation de dépôts organiques en bassin hémipélagique : le taux de sédimentation (dilution vs condensation), la nature intrinsèque de la MO (terrestre vs marine), et les conditions d'oxygénation du bassin (oxique vs anoxique). A ces 3 facteurs de premier ordre peuvent s'adjoindre des facteurs subalternes. La formation d'un niveau organique résulte d'une combinaison favorable d'au moins deux de ces facteurs. Les niveaux organiques les plus riches en MO (cumulant le plus de circonstances favorables) sont les événements anoxiques globaux de la partie moyenne du Crétacé (les OAEs de la littérature), qui montrent que l'anoxie est le facteur permettant les plus fortes accumulations organiques dans ce type de bassin sédimentaire.

Abstract

The goal of this work is to study the sedimentology of organic deposits in distal marine environment in order to understand the processes responsible for transport and preservation of organic matter (OM) of marine and terrestrial origin, as well as its distribution in various sedimentary settings. To perform this work, a multi-factor approach was carried out (Rock-Eval pyrolysis, laser-based grain-size determination, XRD of the clay fraction, organic and inorganic geochemistry) on two formations deposited in a hemipelagic basin: the Upper Jurassic Terres Noires and the Marnes Bleues of the Aptian-Albian of the South-Eastern Basin of France, a sub-basin of the Tethys Ocean during most of the Mesozoic. These formations have low organic levels regarding the Terres Noires (TOC < 1 wt%, OM of terrestrial and fossil origin) and relatively richer for the Marnes Bleues that contain organic levels (TOC > 1 wt%, OM of terrestrial and/or marine origin). The results demonstrate that there is no relationship between the organic content and the grain size of the terrigenous fraction or the mineralogy of the clay fraction, the latter representing less than 1% of the total sediment composition. However, there is a relationship between the silt content and the occurrence of higher contents of OM. Turbidites are present in a particular organic level of the Marnes Bleues (Goguel Level) but they did not convey terrestrial OM in the basin; on the contrary, they had a negative role upon the preservation of the organic content (bottom-basin ventilation and diffusion of dissolved O₂ into the underlying sediments). Terrestrial OM is observed in some organic levels, but not related to gravity deposits, meaning that terrestrial OM can be transported to the distal marine domain without necessarily involving gravity processes. The occurrence of terrestrial-OM containing sediments appears to be related to larger scale factors, namely, humid climatic conditions and particular oceanographic and tectonic contexts. There is no clear link between the nature of the OM and the place of the deposits in the 3rd order stratigraphic sequences, however, it is observed that all organic levels were deposited in a context of high relative sea-level. The major contribution of the present work concerns the multi-factor approach to the sedimentology of OM in the marine domain. For a constantly low to normal marine primary productivity in this case studied, it was highlighted the role of 3 key factors for the formation of organic deposits in the hemipelagic basin: the sedimentation rate (dilution vs. condensation), the intrinsic nature of OM (terrestrial vs. marine), and basin oxygenation conditions (oxic vs. anoxic). To these 3 first-order factors can be added subordinate factors. The formation of an organic level results from a favorable combination of at least two of these factors. The organic levels the richest in OM (accumulating the most favorable circumstances) are the global anoxic events of the middle part of the Cretaceous (the OAEs of the literature), which show that anoxia is the factor allowing the strongest organic accumulations in this type of sedimentary basin.