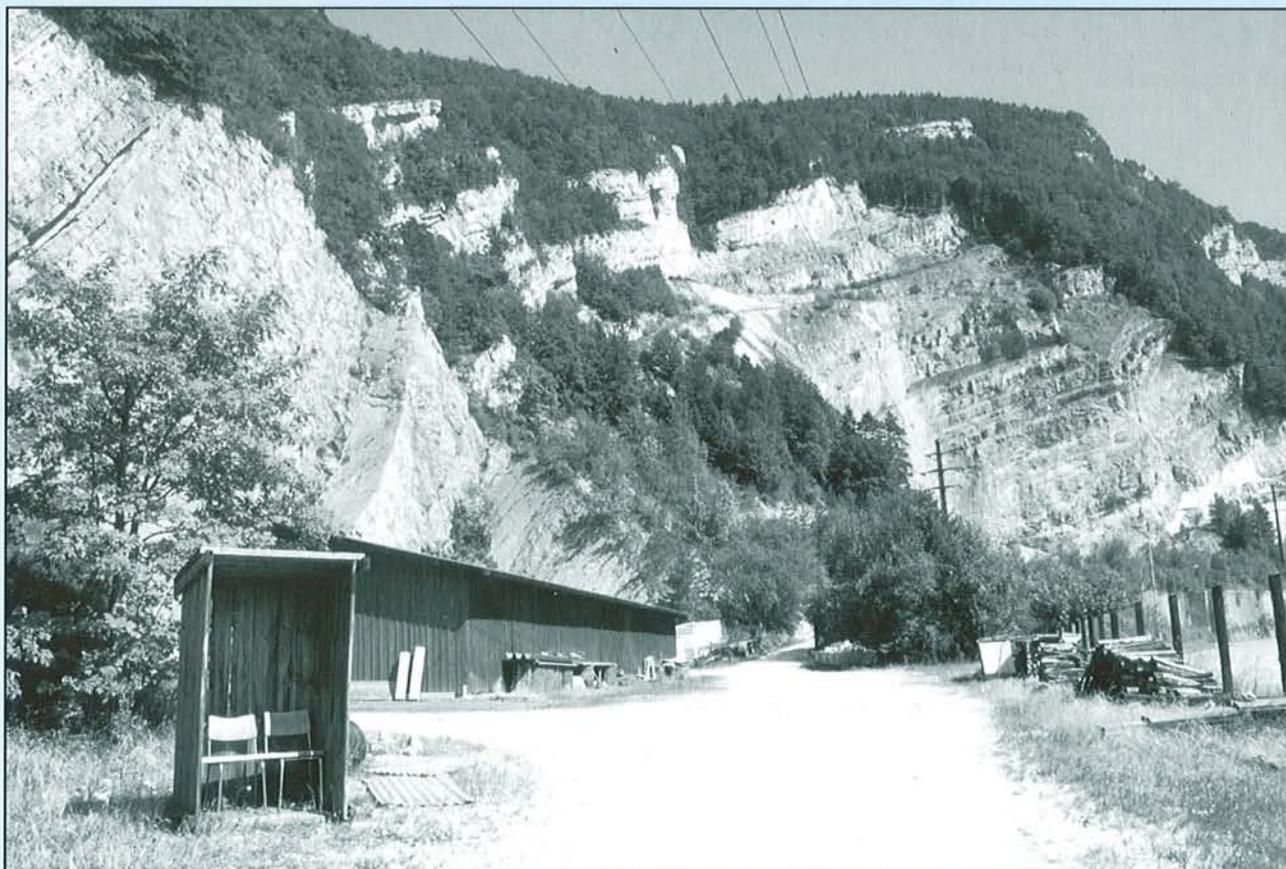


**Claude COLOMBIÉ**

## **Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants**



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE –  
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

**Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et  
cyclostratigraphie du Kimméridgien  
du Jura suisse et du Bassin vocontien (France):  
relations plate-forme – bassin et facteurs  
déterminants.**

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)  
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

**Claude COLOMBIÉ**

de Montélimar, France

Thèse N° 1380

**Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)**

---

sur la proposition de:

Prof. André STRASSER, Université de Fribourg (Suisse)

Prof. Marcos AURELL, Université de Saragosse (Espagne)

Prof. Georges GORIN, Université de Genève (Suisse)

Fribourg, le 28 juin 2002

Le Doyen: Prof. Alexander von Zelewsky

Directeur de thèse : Prof. André Strasser

# TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	7
REMERCIEMENTS	9
<b>1 - INTRODUCTION</b>	
1.1 CONTEXTE GÉNÉRAL	12
1.1.1 Cadre géographique	12
1.1.2 Cadre paléogéographique	12
1.1.3 Cadre paléoclimatologique	13
1.1.4 Cadre tectonique	13
1.1.5 Cadre stratigraphique	14
1.2 LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL	15
1.2.1 Historique	15
1.2.2 Lithostratigraphie	16
1.2.3 Biostratigraphie	16
1.3 LE KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCONTIEN	17
1.3.1 Historique	17
1.3.2 Lithostratigraphie	17
1.3.3 Biostratigraphie	18
1.4 MÉTHODOLOGIE	18
<b>2 - FACIÈS ET MODÈLE DE FACIÈS – JURA CENTRAL</b>	
2.1 DÉFINITIONS	19
2.2 ÉLÉMENTS FIGURÉS	19
2.2.1 Grains carbonatés non-bioclastiques	22
2.2.2 Grains carbonatés bioclastiques	23
2.2.3 Grains non-carbonatés	26
2.3 STRUCTURES SÉDIMENTAIRES	27
2.3.1 Structures biogéniques	27
2.3.2 Structures hydrauliques	28
2.3.3 Structures d'émersion	29
2.4 DIAGENÈSE	30
2.5 ZONES DE FACIÈS	31
2.6 MODÈLE DE FACIÈS	32

## 2 - Table des matières

---

### 3 - FACIÈS ET MODÈLE DE FACIÈS – BASSIN VOCONTIEN

---

3.1 LITHOLOGIES	35
3.2 MICROFACIÈS	35
3.2.1 Matrice	35
3.2.2 Eléments figurés	35
3.2.3 Structures sédimentaires	37
3.3 ZONES DE MICROFACIÈS	38

### 4 - INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN

---

4.1 INTRODUCTION À L'INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE DES COUPES	39
4.1.1 Définition d'une séquence de dépôt	39
4.1.2 Facteurs responsables de la formation des séquences de dépôt	40
4.1.3 Surfaces de discontinuité	42
4.1.4 Cortèges sédimentaires	42
4.1.5 Superposition de plusieurs cycles de fluctuations du niveau marin relatif de fréquence et d'amplitude variables	43
4.2 SÉQUENCES DE DÉPÔT	44
4.2.1 Séquences de dépôt du Kimméridgien du Jura central	44
4.2.2 Séquences de dépôt du Kimméridgien du Bassin vocontien	51
4.3 INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU JURA CENTRAL	53
4.3.1 Les Gorges du Pichoux	54
4.3.2 Les Gorges de Court	63
4.3.3 Péry-Reuchenette	70
4.4 INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU BASSIN VOCONTIEN	79
4.4.1 La Montagne de Crussol	79
4.4.2 Châteauneuf d'Oze	85
4.4.3 Les Gorges de la Méouge	88
4.4.4 Stratigraphie des microfossiles pélagiques	93

### 5 - CORRÉLATIONS

---

5.1 CORRÉLATIONS DANS LE JURA CENTRAL	95
5.1.1 Marqueurs	95
5.1.2 Résultats	101
5.2 CORRÉLATIONS DANS LE BASSIN VOCONTIEN	104
5.2.1 Marqueurs	104
5.2.2 Résultats	104
5.3 CORRÉLATIONS ENTRE LE JURA CENTRAL ET LE BASSIN VOCONTIEN	104
5.3.1 Méthode	105
5.3.2 Résultats	105

### 6 - CYCLOSTRATIGRAPHIE

---

6.1 INTRODUCTION	107
6.1.1 Concept	107
6.1.2 Méthode	107
6.1.3 Avantages et limites	108
6.2 COMPARAISONS DES RÉSULTATS OBTENUS AVEC LA CHRONOSTRATIGRAPHIE	108
6.2.1 Difficultés d'interprétation liées à un taux de sédimentation réduit dans le bassin	109

6.2.2 Difficultés d'interprétation liées à une diminution importante de l'espace disponible sur la plate-forme	110
6.2.3 Difficultés d'interprétation liées à un événement tectonique local : les Calcaires de la Sémine	111
6.3 COMPARAISON AVEC LES RÉSULTATS OBTENUS PAR D'AUTRES AUTEURS DANS LE JURA ET LE BASSIN VOCONTIEN, OU DANS D'AUTRES BASSINS EUROPÉENS	111
6.4 DURÉE DES SÉQUENCES DE LONG TERME	113

## 7 - ISOTOPES STABLES, ARGILES ET PALYNOFACIÈS

7.1 ISOTOPES DE L'OXYGÈNE ET DU CARBONE	115
7.1.1 Résultats des analyses	115
7.1.2 Interprétation et discussion	117
7.2 ARGILES	119
7.2.1 Résultats des analyses	119
7.2.2 Interprétation et discussion	119
7.3 PALYNOFACIÈS	120

## 8 - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS TRACES

8.1 GÉNÉRALITÉS	123
8.1.1 Les éléments dans l'eau de mer	123
8.1.2 L'incorporation des éléments traces dans les carbonates	123
8.1.3 L'utilisation des éléments traces en sédimentologie	124
8.1.4 Le fer et le manganèse	124
8.1.5 Le sodium, le magnésium et le strontium	124
8.2 MÉTHODE ANALYTIQUE	125
8.2.1 Le choix des échantillons	125
8.2.2 La préparation des échantillons	125
8.2.3 La mise en solution des échantillons	125
8.2.4 La planification des teneurs en calcium et le dosage	125
8.3 RÉSULTATS DES ANALYSES	125
8.3.1 Description des variations du pourcentage de carbonates et des concentrations en éléments traces	125
8.3.2 Corrélations du pourcentage de carbonates et des concentrations en éléments traces	128
8.3.3 Corrélations du pourcentage de carbonates, des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz	128
8.3.4 Corrélations de l'ensemble des résultats avec l'interprétation séquentielle	128
8.4 INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	129

## 9 - LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL : TECTONIQUE, EUSTATISME ET/OU CLIMAT ?

9.1 PRINCIPALES VARIABLES RESPONSABLES DE LA DYNAMIQUE DES PLATES-FORMES CARBONATÉES	131
9.1.1 La tectonique	131
9.1.2 L'eustatisme	132
9.1.3 Le climat	133
9.2 LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL : TECTONIQUE, EUSTATISME ET/OU CLIMAT ?	133
9.2.1 La partie inférieure A	133
9.2.2 La partie inférieure B	135
9.2.3 La partie supérieure	137
9.3 COMPARAISON AVEC LE KIMMÉRIDIEN DU SUD DE L'ANGLETERRE	139

## 10 – FORMATION DES SÉQUENCES DU KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCONTIEN

---

10.1 MÉCANISME RESPONSABLE DE LA FORMATION DES SÉQUENCES	141
10.1.1 Productivité planctonique	141
10.1.2 Dilution par les argiles	142
10.1.3 Dilution par les carbonates	142
10.2 MODÈLE DE FORMATION DES SÉQUENCES DE PLUS BASSE FRÉQUENCE	143
10.3 MODÈLE DE FORMATION DES SÉQUENCES DE LONG TERME, DE MOYEN TERME (400 KA) ET DE COURT TERME (100 KA)	145
10.3.1 Variations de l'épaisseur des bancs calcaires et du pourcentage de marnes sur le long terme	145
10.3.2 Variations de l'épaisseur des bancs calcaires et du pourcentage de marnes sur le moyen (400 ka) et sur le court terme (100 ka)	146
10.3.3 Interprétation des marnes dans le maximum d'inondation	146
10.3.4 Interprétation des bancs calcaires épais dans le maximum d'inondation	147

## 11 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

---

11.1 ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN AU COURS DU KIMMÉRIDIEN	149
11.2 SÉQUENCES DE DÉPÔT DU KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN	149
11.3 CORRÉLATIONS DANS LE JURA CENTRAL, DANS LE BASSIN VOCONTIEN ET ENTRE LA PLATE-FORME ET LE BASSIN	150
11.4 FACTEURS RESPONSABLES DES VARIATIONS DE L'ESPACE DISPONIBLE DANS LE JURA CENTRAL AU COURS DU KIMMÉRIDIEN	150
11.5 FORMATION DES SÉQUENCES DE DÉPÔT DU KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCONTIEN	151
11.6 PERSPECTIVES	151
BIBLIOGRAPHIE	153
PLANCHES	163
ANNEXES	183
CURRICULUM VITAE	198

## RÉSUMÉ

À l'heure actuelle, peu de travaux concernent les épaisses séries calcaires soi-disant homogènes du Kimméridgien du Jura central. Ainsi, la stratigraphie comme les facteurs (tectonique, eustatisme, climat, production et accumulation de carbonates) qui déterminent la dynamique de la plate-forme sont respectivement mal définis voire inconnus. L'analyse sédimentologique détaillée, l'interprétation séquentielle et cyclostratigraphique du Kimméridgien du Jura central et des corrélations avec le Kimméridgien du Bassin vocontien aboutissent à un cadre stratigraphique précis et de haute-résolution, à la définition des principaux facteurs qui déterminent le développement de la plate-forme peu profonde du Jura au cours du Kimméridgien, et à l'établissement d'un modèle de formation des séquences de dépôt du Kimméridgien inférieur du Bassin vocontien.

L'étude détaillée des faciès sédimentaires de trois coupes – Gorges du Pichoux, Gorges de Court, et Péry-Reuchenette – situées au Nord-Est de Bienne en Suisse permet d'établir un modèle de faciès et une interprétation séquentielle et cyclostratigraphique précise du Kimméridgien du Jura central. Les faciès sédimentaires sont relativement diversifiés, et correspondent principalement à des milieux de dépôt de plate-forme interne, très peu profonds, calmes et à salinité variable. Basés sur l'évolution au cours du temps des environnements de dépôt, de l'épaisseur des bancs et des discontinuités, quatre ordres de séquences de dépôt sont définis: les séquences élémentaires, de court terme, de moyen terme et de long terme. Les différents types de séquences de dépôt sont hiérarchiquement empilés, et leurs rapports suggèrent que la dynamique de la plate-forme peu profonde du Jura était au Kimméridgien en partie contrôlée par les variations des paramètres orbitaux de la Terre. En l'absence de marqueurs biostratigraphiques précis, qui sont indispensables pour dater les intervalles stratigraphiques et confirmer l'hypothèse d'un contrôle

orbital sur la sédimentation, les coupes du Jura central sont corrélées avec trois coupes du Bassin vocontien parfaitement datées par ammonites.

L'interprétation sédimentologique, séquentielle et cyclostratigraphique de trois coupes – Montagne de Crussol, Châteauneuf d'Oze, et Gorges de la Méouge – situées dans le Bassin vocontien en France, aboutit à la définition de plusieurs ordres de séquences de dépôt, qui correspondent aux différents types de séquences observés dans le Kimméridgien du Jura central. Les similitudes qui existent entre l'interprétation séquentielle et cyclostratigraphique des coupes du Jura et du Bassin vocontien permettent à partir d'un niveau repère de corréliser les coupes de la plate-forme et du bassin. À partir de ces corrélations de haute résolution, le cadre chronostratigraphique défini pour le Kimméridgien du Jura central et du Bassin vocontien est comparé à celui qui est proposé par HARDENBOL et al. (1998) pour le Kimméridgien du domaine téthysien. Cinq limites de séquences de troisième ordre sont définies qui correspondent à cinq limites de séquences de moyen terme définies dans le Jura et dans le Bassin vocontien. La durée des séquences de troisième ordre qui est donnée par HARDENBOL et al. (1998) est divisée par le nombre de séquences élémentaires qui est compté pour le même intervalle de temps dans la coupe des Gorges de la Méouge, qui est la plus éloignée de la plate-forme du Jura. D'après ces calculs, la durée d'une séquence élémentaire est approximativement égale à la période du cycle de la précession (i.e. 20 ka). De plus, les séquences de court terme sont généralement composées de 5 séquences élémentaires, et les séquences de moyen terme contiennent 4 séquences de court terme. En supposant qu'une séquence élémentaire dure 20 ka, la durée des séquences de court terme et de moyen terme correspond respectivement à la période du premier et du deuxième cycle de l'excentricité (i.e. 100 et 400 ka). De même, la durée des séquences de long

terme varie entre 800 ka et 1,2 Ma, et correspond au troisième ordre de VAIL et al. (1991). Enfin, l'intervalle étudié comprend 32 séquences de court terme, qui représentent une durée totale de 3,2 Ma. La durée du Kimméridgien obtenue à partir des données radiométriques est égale à 3,12 Ma (GRADSTEIN et al., 1994; 1995; HARDENBOL et al., 1998). Par conséquent, la durée calculée à partir de l'interprétation cyclostratigraphique des coupes du Jura et du Bassin vocontien correspond aux résultats obtenus par ailleurs, et confirme la validité de la méthode employée dans ce travail.

L'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone et des éléments traces (Sr, Mg, Na, Fe et Mn) a été réalisée sur la coupe des Gorges du Pichoux pour confirmer les corrélations entre la plate-forme et le bassin. La relation entre les résultats obtenus dans ce travail et ceux qui sont publiés pour les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge (DE RAFÉLIS, 2000) n'est a priori pas évidente. Néanmoins, les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et des concentrations en éléments traces sont cohérentes avec l'évolution de la plate-forme du Jura au cours du Kimméridgien, et offrent de très intéressantes perspectives de recherche.

Les corrélations des coupes du Jura central mettent en évidence deux parties principales. La partie inférieure s'étend de la zone d'ammonites à Platynota à la zone à Acanthicum. Elle est essentiellement composée de bancs calcaires fins à moyennement épais, et présente une quantité relativement importante de terrigènes (argiles, quartz et charbon) et de nombreux indices d'émersion. La partie supérieure comprend les zones d'ammonites à Eudoxus et à Beckeri. Elle se distingue par une grande proportion de bancs calcaires épais, par la quasi-disparition des terrigènes et des indices d'émersion, et par le développement des algues vertes. La limite entre ces deux parties correspond à la plus importante augmentation d'espace d'accommodation enregistrée au cours du Kimméridgien dans le Jura central. Par ailleurs, la partie inférieure se compose de deux parties distinctes qui sont interprétées comme des séquences de dépôt de long terme. La première séquence est comprise entre les zones d'ammonites à Platynota et à Divisum, et enregistre une diminution de l'espace d'accommodation et de la production de carbonates, alors que la deuxième séquence coïncide avec la zone à Acanthicum, et enregistre une importante augmentation de l'espace disponible et de la production de carbonates. Les deux séquences qui composent la partie inférieure de l'intervalle étudié correspondent

respectivement à la fin du dépôt de haut-niveau (IHD) et au dépôt de bas niveau et transgressif (LD et TD) d'une séquence de dépôt de plus basse fréquence, alors que la partie supérieure est interprétée comme le début du dépôt de haut niveau (eHD). Enfin, les variations latérales de l'épaisseur des séquences de dépôt et l'évolution dans le temps des faciès sédimentaires mettent en évidence des événements tectoniques d'extension croissante de la partie inférieure à la partie supérieure du Kimméridgien du Jura central. Sur la base de l'ensemble des résultats obtenus dans ce travail, la diminution de l'espace disponible et de la production de carbonates entre les zones d'ammonites à Platynota et à Divisum résulte probablement des effets combinés d'un climat semi-aride avec une saison humide relativement importante et d'une diminution du niveau marin eustatique de long terme. De plus, l'augmentation de l'espace disponible et de la production de carbonates dans la zone à Acanthicum est vraisemblablement la conséquence d'une augmentation de l'aridité, de la vitesse de subsidence du bassin et/ou du niveau marin eustatique. Enfin, les mêmes facteurs sont probablement la cause de l'importante augmentation de l'espace disponible et de la production de carbonates qui caractérise le Kimméridgien supérieur du Jura central. Conformément au Kimméridgien du Sud de l'Angleterre (TAYLOR et al., 2001), l'approfondissement majeur enregistré dans le Jura central est situé dans la zone d'ammonites à Eudoxus, et résulte de changements environnementaux majeurs liés au renforcement de l'activité tectonique globale.

Les corrélations de haute résolution entre le Jura et le Bassin vocontien révèlent que les périodes de diminution ou d'augmentation de la production de carbonates mises en évidence sur la plate-forme coïncident respectivement avec des périodes de diminution ou d'augmentation de l'accumulation de carbonates dans le bassin. Par conséquent, le mécanisme déterminant dans la formation des séquences de dépôt au Kimméridgien dans le Bassin vocontien est probablement l'exportation de carbonates de la plate-forme vers le bassin. Différents modèles basés sur la combinaison des variations du potentiel de production des environnements marins peu profonds et du potentiel d'exportation, qui sont probablement influencées par plusieurs ordres superposés de variations du niveau marin relatif, sont proposés pour expliquer la formation des séquences de plus basse fréquence d'une part et des séquences de long, de moyen et de court terme d'autre part.

## ABSTRACT

---

A detailed sedimentological, sequential and cyclostratigraphic interpretation of the Kimmeridgian in the Swiss Jura defines the principal factors which control the different stages in the development of a shallow-water carbonate platform. A comparative study in the Vocontian Basin reveals their impact on hemipelagic and pelagic sedimentation.

The sedimentary facies of three platform sections – Gorges de Court, Gorges du Pichoux, and Péry-Reuchenette – located to the North of Biel in the central Jura have been studied in great detail. Facies are representative of restricted to open-marine depositional environments. Low-energy lagoonal deposits such as mudstones and bioclast-peloid wackestones to packstones are dominant. Higher-energy grainstones composed of bioclasts, peloids, and ooids occur in lesser proportion. The analysis of the evolution through time of sedimentary facies, bed thicknesses, and sedimentological features of bedding surfaces results in a precise sequential and cyclostratigraphic interpretation of the Kimmeridgian in the central Jura. Different orders of depositional sequences are defined: elementary, small-scale, medium-scale and large-scale sequences, which are hierarchically stacked and suggest an orbital control on sedimentation. In order to confirm the cyclostratigraphic interpretation of the Kimmeridgian in the central Jura, where a precise biostratigraphic and chronostratigraphic framework is lacking, the platform sections are correlated with well-dated sections in the Vocontian Basin.

The sedimentological, sequential and cyclostratigraphic interpretation of three basinal sections – Montagne de Crussol, Châteauneuf d'Oze, and Gorges de la Méouge – leads to the definition of different orders of depositional sequences, which are comparable to the ones defined on the platform. The Vocontian Basin sections are correlated with the Jura sections according to the similarity that

exists between the sequential and cyclostratigraphic framework defined in both realms. Thanks to the high-resolution platform-to-basin correlations, the Kimmeridgian chronostratigraphy defined in the Jura and in the Vocontian Basin is compared with the one proposed by HARDENBOL et al. (1998). The third-order sequence boundaries defined by HARDENBOL et al. (1998) in the Kimmeridgian of the Tethyan realm correspond to five medium-scale sequence boundaries revealed in the Jura and the Vocontian Basin. The third-order sequence duration given by HARDENBOL et al. (1998) is divided by the number of elementary sequences counted in the same time interval in the Gorges de la Méouge section, which is the section remotest from the Jura platform. According to these calculations, the duration of an elementary sequence is approximately equivalent to the 20 ky orbital precession cycle. Furthermore, small-scale sequences are generally composed of five elementary sequences, and medium-scale sequences contain four small-scale sequences. Assuming that an elementary sequence is equal to 20 ky, small-scale and medium-scale sequences coincide with the first and second eccentricity cycles respectively (i.e. 100 and 400 ky). The duration of the large-scale sequences is comprised between 800 ky and 1.2 My, which corresponds to the third order of VAIL et al. (1991). The studied interval is composed of 32 small-scale sequences or 8 medium-scale sequences, implying a duration of 3.2 My for the Kimmeridgian. This cyclostratigraphic interpretation is consistent with the radiometrically deduced duration of 3.12 My (GRADSTEIN et al. 1994, 1995; HARDENBOL et al., 1998). Consequently, the dynamics of the Jura platform and the Vocontian Basin were partly controlled by cyclic environmental changes induced by insolation variations in the Milankovitch frequency band. The combination of detailed sedimentology, sequence stratigraphy, cyclostratigraphy, and high-resolution platform-to-basin correlation represents an excellent alternative to biostratigraphy for the dating of the Upper

Jurassic shallow-water carbonate deposits, which are devoid of precise biostratigraphic markers.

Analysis of stable isotopes and trace elements (Sr, Mg, Na, Fe, and Mn) has been performed in the Gorges du Pichoux section in order to confirm the high-resolution platform-to-basin correlation. The correlation between the variations of  $\delta^{13}\text{C}$  and trace elements defined on the platform and the ones available in the basin (DE RAFÉLIS, 2000) seems a priori difficult. However, the variations of  $\delta^{13}\text{C}$  and trace elements are consistent with the platform evolution during the Kimmeridgian, and their contribution to a better understanding of the global system is important.

The correlation of the platform sections reveals two parts with different characteristics, corresponding approximately to the Lower and Upper Kimmeridgian. The first part exhibits thinly bedded limestones with siliciclastics and desiccation features. The second part is characterised by thickly bedded limestones, the quasi-disappearance of siliciclastics and desiccation features, and the development of green algae. The transition between the Lower and the Upper Kimmeridgian corresponds to the strongest increase of accommodation recorded in the central Jura during the Kimmeridgian. Furthermore, the Lower Kimmeridgian comprises two different intervals, which correspond to large-scale sequences. The first one is comprised between the Platynota and Divisum ammonite zones and records a decrease of accommodation and carbonate production, while the second interval coincides with the Acanthicum zone and implies an important increase of accommodation and carbonate production. The two lower intervals correspond respectively to the late highstand deposit (LHD) and to the lowstand and transgressive deposits (LD and TD) of a lower-frequency depositional sequence, while the upper part

coincides with the early highstand deposit (eHD). Finally, lateral variations of sequence thicknesses and the evolution through time of sedimentary facies reveal local to regional tectonic events, which occur in pulses during the Lower and Upper Kimmeridgian. According to the results obtained in this work, the decrease of accommodation and carbonate production between the Platynota and Divisum ammonite zones is probably due to the combination of a semi-arid climate with a prominent humid season and a eustatic sea-level drop. The increase of accommodation and carbonate production in the Acanthicum zone results from a more arid climate, an increased subsidence rate and/or a rise of eustatic sea-level. The same factors are probably responsible for the strong increase of accommodation and carbonate production that characterise the Upper Kimmeridgian. In conformity with southern England (TAYLOR et al., 2001), the most important gain in accommodation recorded in the central Jura coincides with the second-order Upper Jurassic transgression, which reached its maximum in the Eudoxus ammonite zone. This evolution is probably linked to major environmental changes due to global tectonics.

The sedimentological features of the Kimmeridgian hemipelagic and pelagic facies in the Vocontian Basin, the variations of carbonate production in the Jura and carbonate accumulation in the basin reveal that carbonate export from the platform to the basin is probably the controlling process for cycle formation in the Vocontian Basin. Different models combining carbonate productivity in shallow-water marine environments and carbonate export from the platform to the basin (influenced by several superimposed orders of sea-level fluctuations) are proposed for the generation of lower-frequency, large-scale, medium-scale, and small-scale sequences.

\*\*\*

## REMERCIEMENTS

Je me souviendrai longtemps du jour où j'ai posé pour la première fois les pieds à Fribourg. C'était l'automne, et le temps était exceptionnel. L'air était limpide, et la vue sur les Préalpes, magnifique. D'abord séduite par la ville, j'ai ensuite été ravie de rencontrer le Prof. André Strasser, mon directeur de thèse, qui a spontanément détendu l'atmosphère en instaurant un dialogue d'égal à égal. Notre entrevue s'est terminée par un test d'aptitude physique travesti en visite de la vieille ville (! ...), puis à la terrasse d'un restaurant où nous avons trinqué à notre future coopération. Je commençais officiellement un doctorat à l'Institut de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Fribourg, et c'était bien au-delà de mes espérances. Merci André de m'avoir offert la possibilité de développer mes connaissances sur le fonctionnement complexe des systèmes sédimentaires carbonatés. La sédimentologie des carbonates est un domaine passionnant qui n'a cessé au cours de ces dernières années d'éveiller ma curiosité et de nourrir mon intérêt. Mon séjour s'achève, et mon souhait le plus cher est de continuer aussi longtemps que possible le travail que j'ai commencé. Je te remercie également pour ta disponibilité, ta simplicité et ton humanité, pour ta confiance et ton soutien, pour m'avoir poussé sans jamais avoir imposé ton avis, et pour la souplesse de ton encadrement qui m'a laissé beaucoup de liberté, et le loisir de développer certains aspects en marge des axes de recherche propres à l'école fribourgeoise.

Je tiens également à remercier le Prof. Christian Caron, directeur de l'Institut de Géologie et de Paléontologie, pour m'avoir confié un poste d'assistante qui m'a permis de mener et de terminer mon doctorat dans les meilleures conditions, ainsi que pour l'ensemble des moyens qu'il met en œuvre chaque jour pour offrir aux membres de l'Institut des conditions de travail hors pair. Ma reconnaissance va également au Prof. Michèle Caron pour sa grande disponibilité,

son écoute attentive et ses remarques sensées. Enfin, un grand merci à Christian et Michèle pour leur prévoyance et leur grande hospitalité!

Je remercie le Prof Georges Gorin de l'Université de Genève pour l'analyse des palynofaciès, et pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

De même, j'adresse ma reconnaissance au Prof. Marcos Aurell de l'Université de Saragosse d'avoir accepté au pied levé, suite à une demande inopinée de ma part, d'être membre du jury. J'ai souvent pensé à vous lors de la rédaction de ce travail en essayant d'être la plus claire possible!

Je remercie les précédents doctorants d'André pour avoir placé la barre si haut: Jean-Bruno Pasquier, pour sa gentillesse et ses remarques judicieuses, ainsi que pour le compte rendu quotidien et détaillé des résultats du Fribourg Gottéron; Bernard Pittet, qui m'a accepté dans son bureau à mon arrivée à Fribourg et dont l'ardeur au travail a d'entrée beaucoup impressionné la débutante que j'étais. Je te remercie notamment de m'avoir reçu à Lyon, pour ton écoute attentive et tes questions pertinentes qui m'ont permis de faire le point et d'avancer dans mon raisonnement. Je remercie également Wolfgang Hug pour son enthousiasme et sa bonne humeur, pour m'avoir présenté le Jurassique supérieur du Jura, et pour son aide active sur le terrain; Wolfgang et Heiko Hillgärtner, pour leur soutien technique et les discussions, parfois houleuses mais le plus souvent enrichissantes, que nous avons eu; Christophe Dupraz pour sa gentillesse, sa grande disponibilité et sa patience. Encore désolée d'avoir à maintes reprises perturbé ta concentration et quelquefois manqué de respect au monde microbien!

Parmi le personnel de l'Institut, j'adresse tout particulièrement mes remerciements à: Laurent Picot,

mon camarade d'exil, pour sa gentillesse et son soutien. Je continue de penser que ce serpent n'était qu'une hallucination, mais je suis sûre qu'il m'aurait fallu deux fois plus de temps pour vaincre seule, les broussailles et les éboulis. Du fond du cœur, tout de bon pour la suite! Florence Dapples, pilote et co-pilote de choc du "Chupa bus" et grande joueuse de badminton, pour sa gentillesse, sa grande disponibilité et son aide active en tant qu'informaticienne, professeur d'anglais et critique littéraire ... Merci infiniment! Sophie Wolf, de l'Institut de Minéralogie, pour nos rencontres sportives, gastronomiques, et parfois enivrantes, pour sa générosité, son écoute et son soutien. Merci d'avoir été là! Elias Samankassou, chouchou de ses dames et gourmand invétéré, pour ses conseils avisés de sédimentologue expérimenté et son aide active sur le terrain. Et tous les autres ... Prof. Jean-Pierre Berger, Raymond Plancherel, Niels Rameil, Damien Becker, Daniel Oswald, Luc Braillard, Stefan Dall'Agnolo, Chantal Python, Hugo Raetzo, Regina Hable et Maxime Gjermeni.

Je tiens également à remercier le personnel technique de l'Institut: le magicien Patrick Dietsche, qui transforme de vulgaires cailloux en précieux outils de travail, ainsi que Daniel Cuennet et Françoise Mauroux pour leur gentillesse et tous les services rendus.

Tous les instants passés avec les étudiants au cours des séances de travaux pratiques et pendant les excursions sont également mémorables, et à juste titre! ... Merci à tous pour votre accueil. Je pense tout particulièrement à Marco qui s'est comporté en parfait assistant. Merci pour les bons moments que nous avons partagés. Magnifique! Un grand merci également à Pascal, pour son enthousiasme et sa bonne humeur, pour les bonnes bouffes et le bon vin. Extrême!

J'aimerais aussi remercier Laurent Emmanuel pour m'avoir accueilli à Dijon et introduit à la géochimie des éléments traces. J'en profite pour remercier Benoît Vincent et Nathalie Guichard pour leur aide efficace.

Je remercie également le Prof. Jean-François Deconinck de l'Université de Lille pour l'analyse des minéraux argileux.

Je tiens aussi à remercier le Prof. Christian Meyer pour m'avoir accompagné sur le terrain et reçu à Bâle.

Ma reconnaissance s'adresse également au Prof. François Atrops de l'Université de Lyon et au Dr. Alexis Moussine-Pouchkine de l'Université de Montpellier, qui m'ont donné de précieux conseils pour le choix des coupes du Bassin vocontien.

Je remercie de même la Cimenterie S.A. Vigier de m'avoir permis d'accomplir mon travail en m'autorisant bon gré mal gré l'accès à la carrière de Péry-Reuchenette.

Je tiens également à remercier le Fond National Suisse pour son soutien financier (projets n° 20-46625.96 et 20-56491.99).

Je profite de l'occasion pour adresser mes remerciements à la Famille Schneider de la Ferme Imaginaire de Champoz et la Famille Gyger de Sornétan pour la qualité de leur accueil, pour m'avoir permis de goûter aux charmes du Jura et d'en apprécier toutes les saveurs, pour l'odeur du foin fraîchement coupé, pour l'appel des ânes trop tôt le matin, pour la douceur des repas partagés au soleil couchant ...

Enfin, je réserve mes plus profonds remerciements à mes parents, Thérèse et Jean-Marie, et à ma soeur, Estelle, pour leur confiance aveugle et leur soutien sans limite, pour avoir respecté mes choix et pour m'avoir encouragé à les suivre jusqu'au bout. Je vous en serai éternellement reconnaissante. Je remercie également mes plus proches amis pour leur écoute et leur soutien: Muriel, Sophie, David et ses parents, Josiane et Jean-Pierre, Geoffrey ... Et tous ceux qui volontairement ou non, d'une manière ou d'une autre, m'ont apporté leur aide.

\*\*\*

# 1 - INTRODUCTION

---

La stratigraphie séquentielle est née à la fin des années 70. Elle représente un outil incomparable pour l'exploration pétrolière dans la mesure où elle permet de localiser les corps réservoirs et de reconstruire leur géométrie. En recherche fondamentale, la stratigraphie séquentielle est utile pour comprendre la dynamique des systèmes sédimentaires fossiles et définir les facteurs qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire au cours d'une période donnée. La cyclostratigraphie se base sur l'enregistrement sédimentaire des perturbations environnementales liées aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. La précession, l'obliquité et l'excentricité changent respectivement tous les 20 ka, 100 ka et 400 ka en moyenne, et entraînent la formation de cycles sédimentaires de durée équivalente. La cyclostratigraphie est à l'heure actuelle peu utilisée par les pétroliers, son pouvoir de résolution étant supérieur à celui des techniques d'exploitation. En revanche, elle est très utile en recherche fondamentale pour quantifier les processus sédimentaires, et pour comprendre la dynamique des systèmes sédimentaires fossiles à l'échelle de quelques milliers d'années.

La combinaison de la stratigraphie séquentielle et de la cyclostratigraphie est une approche très puissante pour comprendre les mécanismes complexes qui contrôlent la dynamique d'un système sédimentaire, et pour corrélérer des domaines paléogéographiques différents. Cette approche nécessite une analyse et une interprétation très détaillées des faciès sédimentaires, un cadre biostratigraphique précis, et la contribution d'autres disciplines comme la géochimie, la minéralogie des argiles, ou la palynologie. Les concepts et les applications de la stratigraphie séquentielle et de la cyclostratigraphie sont en pleine expansion, et l'étude du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien est une pierre de l'édifice.

L'objectif de ce travail est de définir les facteurs comme la tectonique, l'eustatisme, le climat, et la production et l'accumulation de carbonates qui contrôlent la dynamique de la plate-forme peu profonde du Jura suisse au cours du Kimméridgien. L'analyse détaillée des faciès sédimentaires de trois coupes situées au Nord-Est de Bienne a permis de reconstituer les milieux de dépôt et de proposer une interprétation séquentielle et cyclostratigraphique précise du Kimméridgien du Jura central. La hiérarchie des différents ordres de séquences de dépôt mis en évidence suggère un contrôle orbital sur la sédimentation. En l'absence de marqueur biostratigraphique précis qui permettrait de justifier l'interprétation cyclostratigraphique du Kimméridgien du Jura central, les coupes de la plate-forme sont corrélées avec trois coupes du Bassin vocontien parfaitement datées par ammonites. L'interprétation sédimentologique, séquentielle et cyclostratigraphique des coupes du bassin révèlent plusieurs ordres de séquences de dépôt qui sont comparables aux différents types de séquences définis dans le Jura, et qui permettent de corrélérer la plate-forme et le bassin. Sur la base de ces corrélations, la durée des séquences de dépôt est calculée. De plus, les corrélations renseignent sur les relations qui existent entre la plate-forme et le bassin. Un modèle est proposé pour expliquer la formation des séquences de dépôt du Kimméridgien du Bassin vocontien. Par ailleurs, l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, des éléments traces et des palynofaciès ont été réalisées sur une des coupes de la plate-forme du Jura pour confirmer les corrélations entre la plate-forme et le bassin, justifier le cadre stratigraphique proposé pour le Kimméridgien du Jura central, et compléter la stratigraphie haute-résolution du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur suite aux travaux de PASQUIER (1995), PITTET

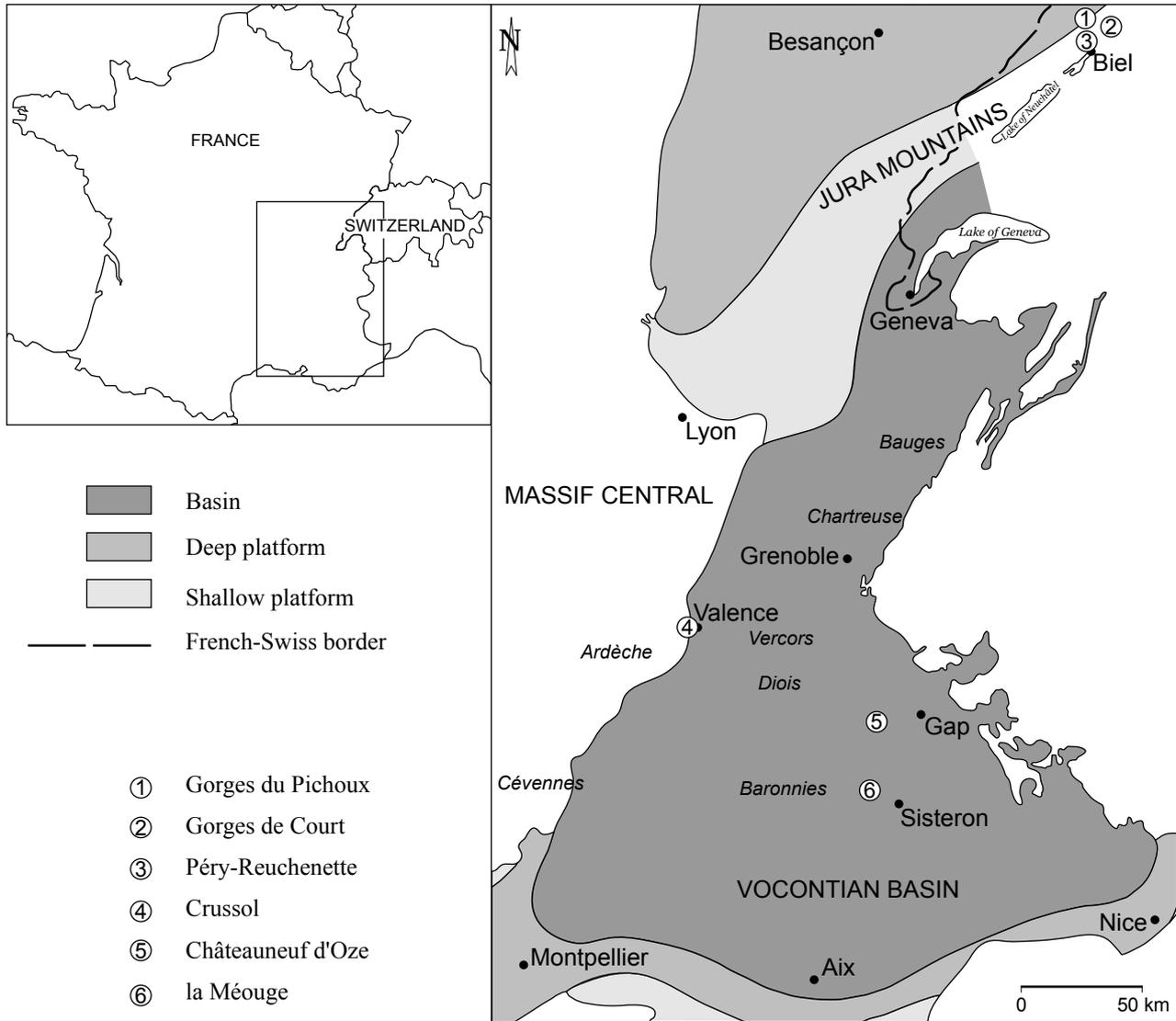


FIG. 1.1: Geographical location of the studied sections in the Jura Mountains and the Vocontian Basin. Facies are taken from the Lower Kimmeridgian palaeogeographical map of DEBRAND & COURBOULEIX (1984).

(1996), HILLGÄRTNER (1999), DUPRAZ (1999) et HUG (2002).

## 1.1 CONTEXTE GÉNÉRAL

### 1.1.1 Cadre géographique

Cette étude se base sur six coupes (Fig. 1.1). Les trois premières ont été levées dans le Jura Suisse central, au Nord de Bienne, les trois autres en France, dans le Bassin vocontien. Une des trois coupes du Bassin vocontien se situe à l'Ouest de Valence, en Ardèche, les deux autres, au Sud-Ouest de Gap, dans les Alpes de Haute-Provence.

### 1.1.2 Cadre paléogéographique

Au Jurassique supérieur, le Jura et le Bassin vocontien appartiennent à la marge continentale nord de l'Océan Ligurien (Fig. 1.2).

#### Le Jura

Le domaine jurassien s'individualise dès le Trias moyen (ZIEGLER, 1988). Il s'incline vers le Sud-Est au Dogger et devient une partie de la marge nord de l'Océan Ligurien. Cette position s'accroît au Jurassique supérieur avec le développement d'une plate-forme carbonatée très peu profonde. La plate-forme du Jura

sépare le Bassin de Paris au Nord-Ouest de la Téthys au Sud-Est (Fig. 1.3). Elle est bordée au Sud par le Bassin vocontien. Au Kimméridgien, le Jura est une vaste plate-forme orientée NE-SO, presque plate et à très faible pente (MEYER, 2000), séparée au Sud-Est de la mer ouverte par une barrière, plus ou moins continue, de barres bioclastiques, oolithiques et récifales (ENAY et al., 1988).

#### Le Bassin vocontien

Le Bassin vocontien est un bassin intra-cratonique limité au Nord, à l'Ouest et au Sud par les plates-formes jurassienne, languedocienne et provençale (ENAY et al., 1984). Il regroupe:

- les bordures ardéchoise et cévenole du Massif Central,
  - les chaînes subalpines du Nord (Vercors, Chartreuse et Bauges),
  - les chaînes subalpines du Sud (Diois et Baronnies),
  - les chaînes subalpines de Haute-Provence (Fig. 1.1).
- La coupe de Crussol se situe sur la bordure ardéchoise, les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge appartiennent aux chaînes subalpines du Sud.

Au Kimméridgien inférieur, le Jura central et le Bassin vocontien se situent entre 25 et 30° de latitude nord (THIERRY, 2000), ce qui correspond actuellement à la zone subtropicale.

### 1.1.3 Cadre paléoclimatologique

Le Jurassique supérieur correspond à une période de réorganisation climatique majeure (WEISSERT & MOHR, 1996). Au Kimméridgien, le climat est globalement chaud et humide (HALLAM, 1984, 1985), avec un été dominé par la mousson (OSCHMANN, 1990). La différence de température entre les pôles et l'équateur est faible. Une période de "greenhouse" est, selon HALLAM (1985), l'explication la plus vraisemblable à cette uniformité. Le Kimméridgien est une des périodes les plus humides du Jurassique (Fig. 1.4). Les simulations sur GCM (General Circulation Model) révèlent d'autre part que le climat est probablement influencé par les variations des paramètres orbitaux de la Terre (VALDES et al., 1995). Il n'est pas exclu d'ailleurs que de la glace se soit accumulée en Antarctique (VALDES et al., 1995; PRICE, 1999) en quantité suffisante pour provoquer, en fondant et en se reconstruisant, à l'échelle de temps Milankovitch des variations du niveau marin d'ordre métrique (VALDES et al., 1995; SELLWOOD et al., 2000).

ATROPS & FERRY (1987) proposent une "amélioration climatique" au Kimméridgien supérieur pour expliquer la migration des ammonites *Crussoliceras* vers le Nord et le passage à une sédimentation plus calcaire dans le Bassin vocontien. Cette hypothèse est confirmée par MOUCHET (1998) qui met en évidence, par la kaolinite et les isotopes stables, un changement climatique de plus aride vers tropical à subtropical humide dans le Kimméridgien inférieur, aux environs de la limite des zones à Hypselocyclum et à Divisum (Fig. 1.5).

### 1.1.4 Cadre tectonique

#### Tectonique globale

Le Jurassique supérieur correspond à une phase intense de morcellement de la Pangée dominée par l'ouverture de l'Océan Atlantique Central (Fig. 1.2). Le déplacement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie provoque notamment l'expansion du Bassin Alboran, l'ouverture de l'Océan Ligure et une réorientation du régime de contraintes dans les bassins nord-ouest européens (ZIEGLER, 1990). Au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, l'Océan ligure est en expansion (LEMOINE et al., 1986).

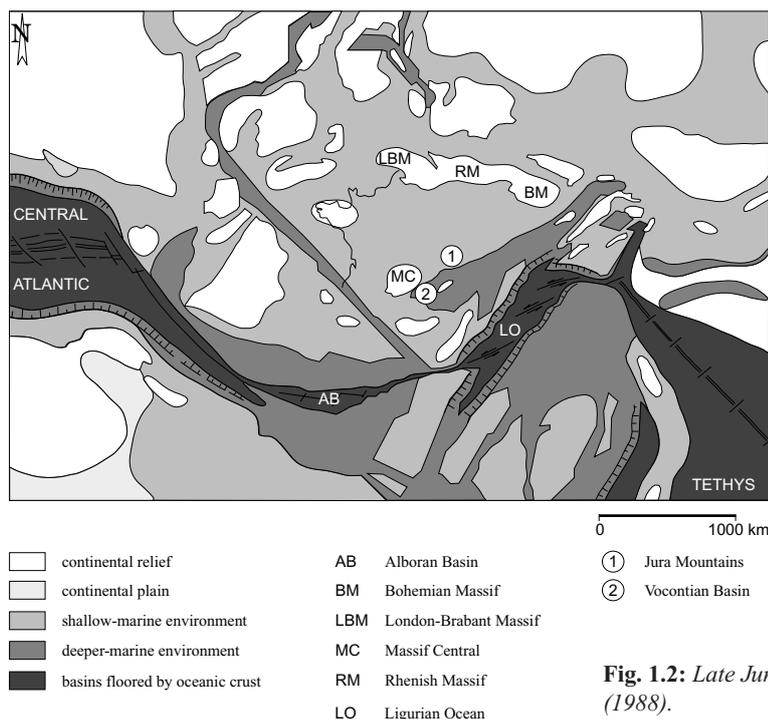


Fig. 1.2: Late Jurassic palaeogeographic map modified from ZIEGLER (1988).

### Tectonique régionale

WILDI et al. (1989) retracent l'histoire de la subsidence du Jura au cours du Mésozoïque. Le Jurassique supérieur correspond à un épisode de subsidence régionale plus rapide essentiellement commandé par la tectonique distensive de la marge nord de la Téthys. Des indices de subsidence différentielle ont été trouvés dans l'Oxfordien (KUGLER, 1987; ALLENBACH, 2001). AUBERT (1947) tente de dater le début du plissement jurassien. Il cherche l'empreinte d'instabilités tectoniques dans les sédiments jurassiques, mais le Kimméridgien semble être une période plutôt calme. GYGI (1990) démontre l'existence de blocs basculés, mais aucun réseau de paléofailles n'apparaît clairement pour confirmer ce résultat (Gygi, 2000).

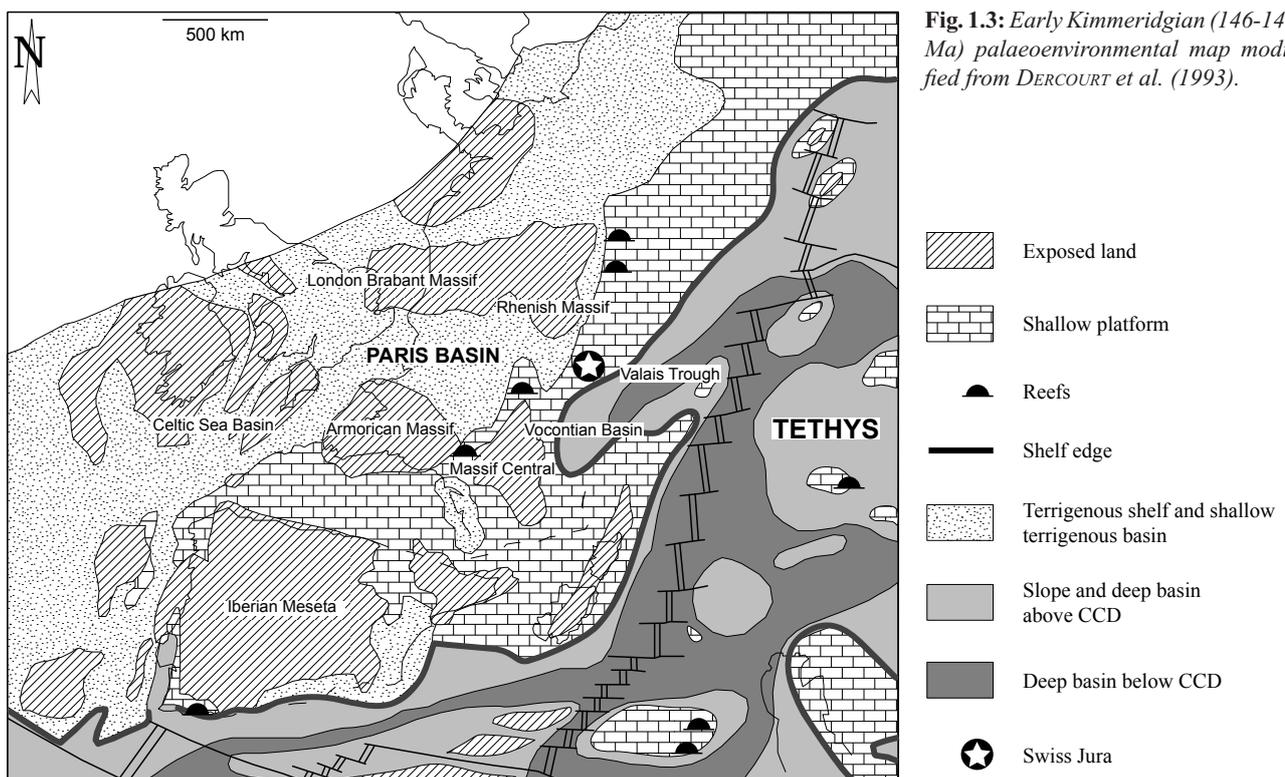
BONIJOLY et al. (1996) distinguent deux étapes dans l'évolution géodynamique du Bassin vocontien; un épisode de rifting du Trias au Dogger suivi d'une période de subsidence thermique qui s'achève au Crétacé. Cette dernière provoque l'élargissement du bassin qui atteint son extension maximale au Kimméridgien inférieur (ENAY et al., 1984; DUBOIS & DELFAUD, 1989). L'étendue du domaine vocontien diminue à nouveau au Kimméridgien supérieur suite au ralentissement de la subsidence, qui entraîne la

progradation des plates-formes de Provence et de Jura. BONIJOLY et al. (1996) notent par ailleurs que toute déformation sur la bordure ardéchoise cesse brusquement au Kimméridgien.

### 1.1.5 Cadre stratigraphique

#### Biostratigraphie des ammonites

À la fin du Jurassique inférieur, la différenciation des espèces d'ammonites aboutit à l'établissement des domaines téthysien et boréal (HALLAM, 1975). Le Jura et le Bassin vocontien appartiennent au domaine téthysien. Le fort provincialisme, qui est indiqué par les faunes d'ammonites de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur, complique les corrélations entre ces deux domaines. La limite Oxfordien-Kimméridgien, jusqu'alors située entre les zones à *Planula* et à *Platynota*, a été déplacée à la base de l'horizon à *Bauhini* (Fig. 1.5) suite à la découverte de faunes boréales (*Amoeboceras*) au sein des séries téthysiennes de la bordure ardéchoise, de Souabe-Franconie et du Jura Polonais (ATROPS et al., 1993; SCHWEIGERT & CALLOMON, 1997; HANTZPERGUE et al., 1998). Le Kimméridgien s'étend désormais du sommet de la zone à *Bimammatum* au sommet de la zone à *Beckeri* (Fig. 1.5).



### Stratigraphie séquentielle

Les séquences de dépôt du Kimméridgien (Fig. 1.5) pour l'Europe du Nord et du Nord-Ouest sont réunies dans le tableau de HARDENBOL et al. (1998). Les fortes fluctuations à long terme du niveau marin enregistrées au Jurassique supérieur sont sans doute d'origine tectono-eustatique, bien qu'une contribution d'origine glacio-eustatique ne puisse être écartée (PRICE, 1999). Le niveau marin monte du Callovien au Kimméridgien moyen (Fig. 1.4), chute pendant le Kimméridgien supérieur et le Tithonien pour atteindre un bas niveau à la limite Jurassique-Crétacé (HALLAM, 1988; HAQ et al., 1987). La zone à Eudoxus (Fig. 1.5) enregistre un approfondissement majeur, qui est enregistré dans les régions situées du Sud de l'Angleterre au Groënland (WIGNALL, 1994; TAYLOR et al., 2001). Cet approfondissement se manifeste entre autres par la formation de black shales, qui constituent la principale roche-mère du pétrole de la Mer du Nord et de la Sibérie. GYGI et al. (1998) relèvent de nombreuses similarités entre le Jurassique supérieur d'Angleterre et celui du Jura.

## 1.2 LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL

Le Jura se divise en trois parties structurales:

- le Jura méridional où les anticlinaux et les synclinaux sont orientées Nord-Sud,
- le Jura central où les plis sont parallèles à l'allongement de la chaîne c'est-à-dire SO-NE,
- le Jura septentrional tabulaire.

Cette étude concerne le Kimméridgien qui correspond dans le Jura central à la Formation de Reuchenette (THALMANN, 1966).

### 1.2.1 Historique

WEBSTER (1816) est le premier à utiliser le terme "Kimméridgien" pour désigner les séries argileuses et calcaires, mieux connues sous le nom de Kimmeridge Clay, qui affleurent sur l'île de Wight, au-dessous de l'"Oolithe de Portland". THURMANN (1832) assimile les Marnes et Calcaires du Banné à la Kimmeridge Clay d'Angleterre, et emploie le terme Kimméridgien pour décrire le Malm du Jura Suisse. D'ORBIGNY (1842-1849) définit un horizon à *Ammonites lallieri*, *Ostrea deltoidea* et *O. virgula* qu'il corrèle avec les Marnes et Calcaires du Banné de THURMANN (1832). Il confirme à partir des ammonites que cet horizon correspond aux Kimmeridge Clay d'Angleterre. THURMANN (1852) publie une carte géologique au 1:200 000 de la région comprise entre Neuchâtel

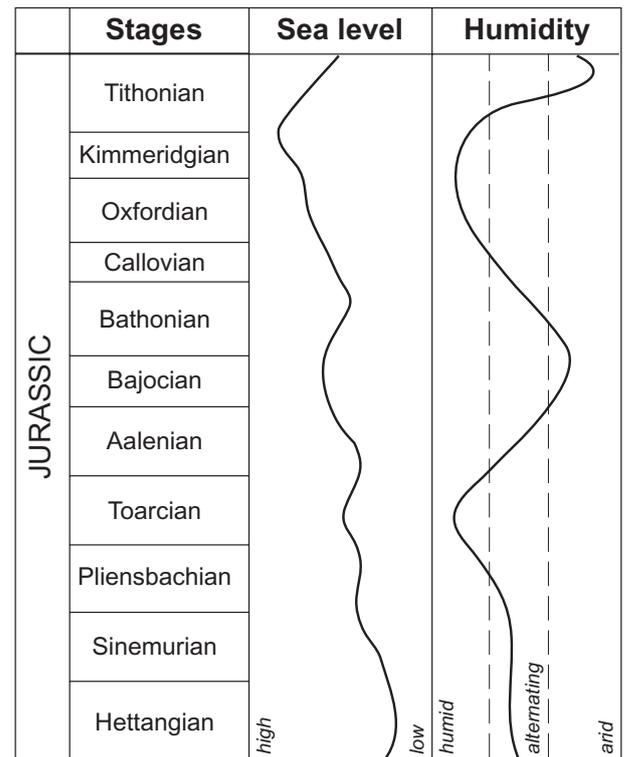


Fig. 1.4: Sea-level and humidity cycles during the Jurassic modified from PRICE (1999). 2nd-order eustatic sea-level curve taken from HAQ et al. (1987).

et le Kaiserstuhl. GREPPIN (1870) publie la première édition de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000 qui mentionne le Kimméridgien. ROLLIER (1888) décrit le profil complet du Malm (de l'Oxfordien au Portlandien) de la cluse de Rondchâtel (région de Péry-Reuchenette). ROLLIER (1904) publie la deuxième édition de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000 à partir des travaux qu'il a réalisés entre 1885 et 1902. MÜLLER (1941) corrèle le Portlandien des géologues français et suisses avec le Kimméridgien moyen et supérieur d'Angleterre. ARKELL (1956) propose d'appliquer la définition des étages d'après les profils types d'Angleterre aux formations jurassiennes. Le BRITISH MESOZOIC COMMITTEE (1963) propose le Kimméridgien inférieur d'Angleterre comme équivalent du Kimméridgien des géologues français et suisses. THALMANN (1966) rédige un historique détaillé, décrit la coupe de Reuchenette, située à proximité de Péry-Reuchenette, au Nord de Bienne, et donne le nom de Formation de Reuchenette à la lithologie typique du Kimméridgien du Jura central, qu'il assimile dans sa globalité au Kimméridgien inférieur de ARKELL (1956), c'est-à-dire au Kimméridgien *sensu gallico*. Plus récemment, HAUSER (1994) fait une étude sédimentologique détaillée de deux coupes, y compris celle de Reuchenette. Il décrit les microfaciès, élabore un modèle de faciès et dresse un profil-type où il définit

plusieurs cycles sédimentaires. MOUCHET (1995, 1998) donne un historique détaillé, travaille sur plusieurs coupes et forages dans la région de Neuchâtel, de Biemme, et plus au Nord, dans le canton du Jura. Il étudie en détail les microfaciès et la minéralogie. Il définit deux discontinuités majeures DKIMM1(ou D1) et DKIMM2(ou D2) à partir de corrélations basées sur les surfaces observées sur le terrain, les courbes d'évolution des microfaciès et la kaolinite. Elles sont respectivement situées dans la zone à Hypselocyclum/base Divisum et dans la zone à Autissiodorensis.

### 1.2.2 Lithostratigraphie

La Formation de Reuchenette est une épaisse série (140 m en moyenne) de calcaires micritiques clairs. Les limites inférieure et supérieure de cette formation sont clairement identifiables (Fig. 1.5). La limite inférieure coïncide avec le sommet des calcaires oolithiques de couleur blanche du Membre de Sainte-Vérène, qui est souligné par une surface d'émersion et par un brusque changement de faciès (de grainstones à mudstones). La limite supérieure de la Formation de Reuchenette est indiquée localement par le Banc à Nérinées (deux bancs riches en gastéropodes séparés par un intervalle micritique), qui est étudié en détail par DAUWALDER & RÉMANE (1979), par une surface rouge-brique corrodée et perforée, par les Marnes à *Exogyra virgula* (calcaires marneux jaunâtres contenant de nombreuses petites huîtres arquées et crochues), qui sont décrites par AUBERT (1932, 1950), et/ou par le début des Calcaires en Plaquettes (calcaires finement stratifiés) du Portlandien.

Le Banc à Nérinées et les Marnes à *Exogyra virgula* constituent des repères lithologiques. Ils marquent localement le passage d'une formation à une autre, mais sont inutilisables pour des corrélations chronostratigraphiques d'échelle régionale. ENAY et al. (1984) discutent du caractère diachrone des Marnes à *Exogyra virgula*, et AUBERT (1950) note, dans la Vallée de Joux (au Sud-Ouest du Jura), l'existence de plusieurs niveaux riches en huîtres.

### 1.2.3 Biostratigraphie

Les fossiles à valeur biostratigraphique sont peu abondants et les éléments de datation rares. Les principales unités lithostratigraphiques (Membre de Sainte-Vérène et Formation de Reuchenette) sont à défaut d'argument contraire considérées comme isochrones (GYGI, 2000).

### Ammonites

Des corrélations régionales basées sur les variations du contenu en kaolinite de calcaires d'âge oxfordien-kimméridgien ont permis de dater le sommet du Membre de Sainte-Vérène de la zone à Platynota (GYGI & PERSOZ, 1986) (Fig. 1.5). Par ailleurs, GYGI (1995) et MEYER & PITTMAN (1994) placent la limite entre la Formation de Reuchenette et le Portlandien dans la zone à Autissiodorensis. Enfin, *Gravesia polypleura* HAHN a été trouvée à proximité de Bözingen (586.890/222.770) 35 m au-dessus du Banc à Nérinées (THALMANN, 1966), et situe les Calcaires en Plaquettes du Portlandien dans la zone à Gigas. Cette observation est confirmée par la présence dans la partie inférieure du Portlandien de l'ostracode *Macrodentina (M.) klingereri* MALZ, qui est caractéristique des zones à Autissiodorensis et Gigas (HÄFELI, 1966; MEYER, 1993).

### Autres marqueurs biostratigraphiques

L'éponge *Cladocoropsis mirabilis* serait un marqueur régional très important de la limite Kimméridgien-Portlandien. MOUCHET (1995) le trouve en grande quantité dans toutes les coupes et les forages levés au sommet du Kimméridgien, juste en dessous des Marnes à *Exogyra virgula* et du Banc à Nérinées.

Les algues dasycladales *Clypeina jurassica* et *Campbelliella striata* apparaîtraient simultanément au début de la zone d'ammonites à Beckeri (STROHMENGER et al., 1991). Par ailleurs, l'association *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, et *Salpingoporella annulata* aurait une réelle valeur stratigraphique et serait caractéristique du Malm supérieur (FLÜGEL, 1982).

BERNIER (1984) donne deux tableaux de répartition stratigraphique des algues et des foraminifères benthiques du Jurassique supérieur du Jura. Ces deux tableaux sont basés sur l'étude de coupes situées pour la plupart dans le Jura méridional français. Le Kimméridgien compte notamment deux espèces de foraminifères du genre *Alveosepta*: *A. jaccardi* et *A. powersi*. Contrairement à *A. jaccardi* qui est reconnue dans tout l'intervalle, *A. powersi* serait un marqueur du Kimméridgien supérieur (Bernier, 1984). Néanmoins, différencier ces deux espèces en lame mince est un exercice délicat qui n'a pas été entrepris dans cette étude.

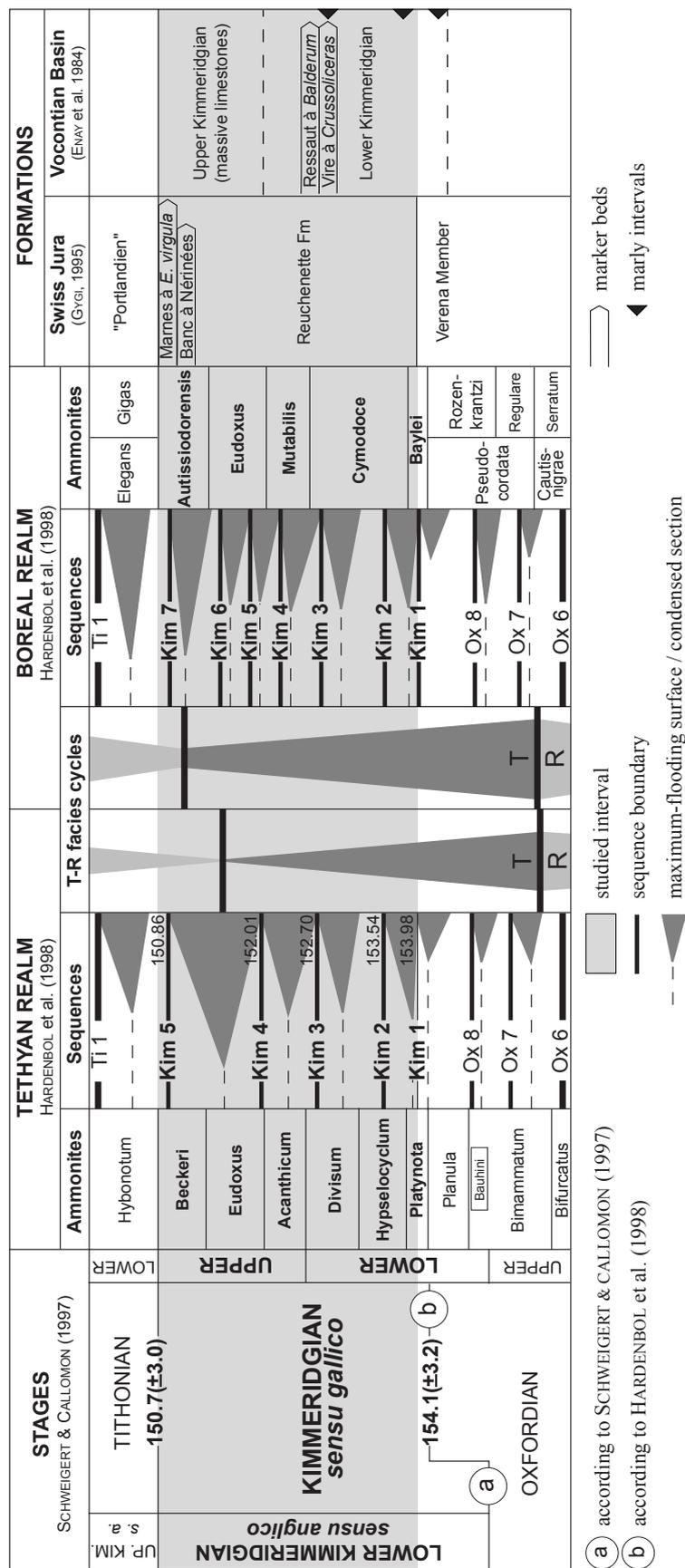


Fig. 1.5: Stratigraphic chart for the studied interval and associated formations in the Jura Mountains and the Vocontian Basin.

Il est toutefois difficile d'estimer la valeur stratigraphique de ces marqueurs sachant que leur répartition dépend essentiellement des conditions écologiques.

### 1.3 LE KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCON-TIEN

#### 1.3.1 Historique

Plusieurs études, souvent complémentaires, ont récemment fait avancer l'état des connaissances sur le Kimméridgien du Bassin vocontien. ATROPS (1982) donne une biostratigraphie détaillée du Kimméridgien inférieur; ATROPS & FERRY (1987) discutent de l'origine des trois glissements sous-marins recensés dans le Kimméridgien inférieur; DROMART & ATROPS (1988) discutent de la valeur stratigraphique des microorganismes du Jurassique supérieur; DROMART (1989) décrit les calcaires noduleux, type Ammonitico Rosso, observés sur la bordure ardéchoise et discute les différents processus sédimentaires potentiellement responsables de leur formation; DROMART et al. (1993) corrént deux coupes, l'une située en bordure du bassin, l'autre en position plus distale, proposent une interprétation séquentielle et discutent des facteurs responsables de la formation des séquences de dépôt observées; MOUSSINE-POUCHKINE et al. (1998a, 1998b) corrént banc par banc plusieurs coupes du Kimméridgien inférieur et proposent une stratigraphie haute-résolution de la sous-zone à Lothari; BOMBARDIERE (1998) et BOMBARDIERE & GORIN (1998, 2000) analysent en détail les palynofaciès du Kimméridgien et comparent leur distribution à un découpage séquentiel établi par ailleurs; JAN DU CHENE et al. (2000) proposent une stratigraphie détaillée de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur basée sur la compilation de données paléontologiques, palynologiques et géochimiques.

#### 1.3.2 Lithostratigraphie

Le Kimméridgien du Bassin vocontien est une série hémipélagique à pélagique constituée d'une partie plus marneuse, qui représente le Kimméridgien inférieur, et d'une

partie plus calcaire, qui correspond au Kimméridgien supérieur. La sédimentation plus marneuse débute au sommet de la zone à *Planula* (sous-zone à *Galar*) par une première vire marneuse (Fig. 1.5), se poursuit dans la zone à *Platynota* pour culminer à la base de la zone à *Hypselocyclum*, qui forme une deuxième vire. Le retour à une sédimentation plus calcaire est interrompu au sommet de la zone à *Divisum* par un troisième intervalle marneux: la Vire à *Crussoliceras*, qui précède les calcaires massifs du Ressaut à *Balderum* (ATROPS, 1982). La falaise massive du Kimméridgien supérieur débute au niveau de la zone à *Eudoxus* (ENAY et al., 1984). Ces ensembles affleurent dans tout le bassin, des parties les plus profondes aux bordures. Les ammonites montrent le caractère isochrone de ces changements de lithologie (ATROPS, 1982).

### 1.3.3 Biostratigraphie

Le Kimméridgien inférieur est particulièrement riche en ammonites. L'évolution du groupe des *Ataxioceratidae*, notamment, est à l'origine d'une échelle biostratigraphique très détaillée (ATROPS, 1982).

La lithostratigraphie et la biostratigraphie permettent des corrélations à longue distance très précises (MOUSSINE-POUCHKINE et al., 1998a).

## 1.4 MÉTHODOLOGIE

Cette étude est basée sur le lever banc par banc de six coupes: trois coupes de référence sur la plate-forme peu profonde du Jura, les Gorges du Pichoux, les Gorges de Court et Péry-Reuchenette, et trois coupes complémentaires dans le Bassin vocontien (Fig. 1.1).

Les coupes du Jura ont été choisies en continuité des coupes étudiées par PITTET (1996) et HUG (2002) dans l'Oxfordien moyen et supérieur. Elles présentent peu de lacunes d'affleurement et sont peu ou pas tectonisées. Un grand nombre d'échantillons a été prélevé, au changement de lithologie, à la base et/ou au sommet des bancs.

Les coupes du Bassin vocontien ont été sélectionnées en fonction des données disponibles dans la littérature et de leur emplacement dans le bassin par rapport à la plate-forme. La coupe de Crussol (Fig. 1.1), parfaitement datée par ammonites (ATROPS, 1982), est située en bordure du bassin. La coupe de Châteauneuf d'Oze se trouve dans une position intermédiaire et a été l'objet de nombreux travaux concernant la biostratigraphie des ammonites (ATROPS, 1982), les palynofaciès (BOMBARDIERE, 1998; BOMBARDIERE & GORIN, 2000) et la géochimie des isotopes stables et du manganèse (DE RAFÉLIS, 2000). La coupe de la Méouge se situe dans une région profonde, loin de toute influence de transport gravitaire. Elle a été étudiée par DE RAFÉLIS (2000), qui propose des corrélations avec la coupe de Châteauneuf d'Oze, ainsi que par LANGOISSEUX (2001), qui s'est également intéressé à la coupe de Crussol. Ces trois coupes ont été levées en détail, mais beaucoup moins échantillonnées par rapport aux coupes du Jura.

Chaque échantillon a été scié. Les tranches ont ensuite été passées à l'acide chlorhydrique pour augmenter le contraste entre les constituants, et observées à la loupe binoculaire. Certaines d'entre elles ont été sélectionnées pour une étude plus approfondie au microscope polarisant. Sur 500 mètres environ de coupes levées dans le Jura, 650 échantillons ont été prélevés, 530 lames minces observées. Dans le bassin, 200 mètres de coupes environ ont été levés, 118 échantillons prélevés et 106 lames minces étudiées.

Par ailleurs, des analyses complémentaires ont été réalisées sur les coupes du Jura central:

- les isotopes stables sur 54 échantillons de la coupe des Gorges du Pichoux (M. PADDEN, ETH Zürich),
- les éléments traces sur 62 échantillons de la coupe des Gorges du Pichoux (L. EMMANUEL, Université de Dijon),
- les argiles sur 37 échantillons de la coupe des Gorges du Pichoux (J.-F. DECONINCK, Université de Lille),
- les palynofaciès sur 6 échantillons, 1 de la coupe des Gorges du Pichoux, 2 de la coupe des Gorges de Court et 3 de la coupe de Péry-Reuchenette (G. GORIN, Université de Genève).

\*\*\*

## 2 - FACIÈS ET MODÈLE DE FACIÈS - JURA CENTRAL

Les carbonates marins sont principalement biogéniques. La production carbonatée dépend par conséquent au moins en partie du cadre de vie des organismes producteurs, essentiellement contrôlé par les conditions physico-chimiques de l'océan comme la température, la salinité, la profondeur, le substrat, la turbidité, l'agitation de l'eau et l'apport de nutriments. Les faciès sédimentaires résultent des variations indépendantes ou interdépendantes de l'ensemble de ces facteurs. Leur étude détaillée permet par conséquent d'interpréter les sédiments en environnements de dépôt et de proposer un modèle de plate-forme.

### 2.1 DÉFINITIONS

Le Kimméridgien du Jura central a la réputation d'être une série relativement homogène. L'étude sédimentologique détaillée de cette succession montre en définitive un large spectre de faciès et de microfaciès.

#### *Faciès sédimentaire*

Le faciès est défini par l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, la texture et les éléments figurés. L'intervalle étudié est principalement composé de calcaires massifs clairs et d'intervalles de calcaires marneux et/ou dolomitiques. Certaines structures sédimentaires ont été observées sur le terrain, le plus grand nombre a été décrit à partir des lames minces. La texture rend compte de la nature de la phase de liaison et du rapport phase de liaison-éléments figurés. Définie d'après DUNHAM (1962) et FOLK (1962), elle traduit également l'agitation du milieu. La matrice est composée de micrite grise, parfois recristallisée, et n'a pas été l'objet d'une étude approfondie. Les principaux éléments figurés et structures sédimentaires observés sont décrits en détail dans ce chapitre.

#### *Microfaciès*

Le microfaciès englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces, en peels ou en tranches à l'aide du microscope optique ou de la loupe binoculaire (FLÜGEL, 1982). L'analyse des sédiments au microscope permet une meilleure définition du contenu fossilifère, des structures sédimentaires et notamment des caractères diagénétiques. L'étude de la diagenèse ne fait pas partie des objectifs de ce travail et se limite aux observations faites sur le terrain et d'après les lames minces. Toutes les lames minces étudiées pour les coupes du Jura sont classées, en fonction des microfaciès définis, dans l'annexe 1.

La figure 2.1 regroupe l'ensemble des microfaciès observés dans les coupes étudiées. Ce tableau est purement descriptif. Le contenu en fossiles notamment contient à la fois les faunes et flores autochtones et allochtones. Une synthèse de ces données (Fig. 2.4) est l'objet du paragraphe suivant concernant les zones de faciès.

L'interprétation des faciès et des microfaciès en environnements de dépôt est principalement basée sur WILSON (1975), FLÜGEL (1982), SCHOLLE et al. (1983) et TUCKER & WRIGHT (1990). L'interprétation sédimentologique de chacune des coupes étudiées est présentée en détail dans le chapitre 4.2.1. Elle est essentielle dans la mesure où l'interprétation séquentielle et cyclostratigraphique des coupes se basent en majeure partie sur l'évolution au cours du temps des milieux de dépôt.

### 2.2 ÉLÉMENTS FIGURÉS

Les sédiments carbonatés sont essentiellement composés de grains carbonatés, bioclastiques ou non, formés à proximité ou à l'intérieur même des

Facies	Texture	Main Constituents	Fabrics & Diagenetic Features	Fossil content	Typical thin sections
<b>TIDAL FLAT</b>					
<b>Pond</b>					
<b>p</b>	M micrite	charophytes (gyrogonites and stems)	bioturbation	charophytes, ostracods, pelecypods	Re 17.9, Re 27.32
<b>Marsh (upper intertidal to supratidal)</b>					
<b>m1</b>	M micrite		coarse sediment layers, alternating micrite and pelsparite laminae, fenestrae, desiccation cracks, bioturbation	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, calcispheres, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Cladocoropsis</i> , <i>Bacinella</i>	Re 17.16, Re 17.23, Re 25.6, Co 136, Co 152, Pi 84, Pi 169
<b>m2</b>	M micrite		alternating micrite and dolomite-rich laminae, circum-granular cracks, fenestrae, bioturbation	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Cladocoropsis</i> , <i>Marinella</i> , echinoderms	Re 25.5, Pi 117
<b>m3</b>	M micrite		fenestrae, circum-granular cracks, desiccation cracks, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms	Re 9.10, Co 130, Pi 75
<b>Intertidal flat (lower intertidal)</b>					
<b>if1</b>	M micrite	dolomite		charophytes, ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , calcispheres, echinoderms	Re 29.1, Co 175, Pi 70
<b>if2</b>	M micrite		alternating micrite and pelsparite laminae, alternating micrite and dolomite-rich laminae, bioturbation	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, echinoderms	Re 17.8, Co 62, Co 64, Co 199
<b>Tidal channel</b>					
<b>tc1</b>	M/W micrite-biomicroite		coarse sediment (ostracods) layers, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, sponge spicules, echinoderms	Re 29.7, Re 29.8
<b>tc2</b>	W/P/G pelmicrite/-sparite	peloids	alternating planar oblique bedding and strong bioturbation, ferruginous rims	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms	Pi 18
<b>BEACH</b>					
<b>B</b>	P/G pel/oncobiomicrite/sparite	peloids, oncoids (type 3), ooids (type 2 and type 4)	calcrete, pendant cements, meniscus and peloidal cements, planar bedding, keystone vugs	pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms	Co 3
<b>LAGOON</b>					
<b>Restricted lagoon</b>					
<b>rL1</b>	M micrite	dolomite	bioturbation ferruginous rims gypsum pseudomorphs	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i>	Re 17.1, Re 23.12, Co 10, Co 26, Co 28, Co 196
			bioturbation	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, calcispheres, echinoderms	Re 27.3, Re 15.10, Co 4, Co 14, Co 69
<b>rL2</b>	M biomicrite	ostracods	bioturbation ferruginous rims	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, calcispheres, sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Terebella</i>	Re 27.34, Co 139b, Co 154, Pi 78
<b>rL3</b>	G pelsparite	peloids (type 1)	bioturbation	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , calcispheres, echinoderms	Co 16, Co 65, Pi 26
<b>Semi-restricted lagoon</b>					
<b>srL1</b>	M micrite		micritization, bioturbation ferruginous rims	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , <i>Campbelliella</i> , calcispheres, sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Cladocoropsis</i> , <i>Bacinella</i> , <i>Triglotella</i>	Re 29.22, Co 31, Co 50, Co 75, Co 146b, Co 149b, Pi 173, Pi 198, Pi 208
<b>srL2</b>	W biomicrite	ostracods, pelecypods, sponge spicules	bioturbation	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , <i>Campbelliella</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Terebella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i>	Re 29.10, Co 84, Pi 77, Pi 93, Pi 211
		pelecypods	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Cladocoropsis</i>	Re 10.3, Co 165, Pi 203
		dacycladaceans	bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , <i>Campbelliella</i> , sponge spicules, echinoderms	Re 10.7, Co 215, Pi 155
		sponge spicules	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Clypeina</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Bacinella</i>	Re 30.13, Co 206
<b>srL3</b>	W oncomicroite	oncoids (type 3)	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i>	Co 29, Pi 127
<b>srL4</b>	W/P biomicrite	<i>Marinella</i>	micritization	ostracods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Clypeina</i> , sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Cladocoropsis</i>	Pi 162
<b>srL5</b>	W/P biopelmicrite	pelecypods, sponge spicules, ostracods, peloids	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , sponge spicules, corals, echinoderms	Re 15.11
<b>srL6</b>	W/P pelbiomicrite	peloids	bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i>	Re 24.4
		peloids, oncoids (type 3 and type 1)	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , sponge spicules, echinoderms, <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Bacinella</i>	Re 10
<b>srL7</b>	W/P oncobiomicrite	oncoids (type 3)	bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Cayeuxia</i>	Re 27.25, Re 11.12, Co 142, Co 148b
<b>srL8</b>	W/P oomicrite	ooids (type 1, 2 or 4)	encrustation, micritization, bioturbation	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Bacinella</i>	Re 8, Co 194, Pi 81
<b>srL9</b>	G pelsparite	peloids (type 1)	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, echinoderms	Co 6

**Sheltered lagoon**

<b>sL1</b>	W	biomicrite	abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cladocoropsis</i> , <i>Bacinella</i>	Pi 15, Pi 36, Pi 146
			pelecypods, abundant echinoderms	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Lithocodium</i>	Re 23.13, Pi 185
			sponge spicules, ostracods, pelecypods, abundant echinoderms	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms	Re 27.24, Co 145b
<b>sL2</b>	W	pelbiomicrite	peloids, abundant echinoderms	bioturbation ferruginous rims	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , sponge spicules, echinoderms, <i>Thaumatoporella</i>	Re 17.3, Co 74, Pi 105
<b>sL3</b>	W	oncobiomicrite	oncoids (type 1, 2 and 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Terebella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Bacinella</i> , <i>Troglotella</i> , <i>Lithocodium</i>	Re 29.25, Co 47, Pi 40
<b>sL4</b>	W/P	bioonco-micrite	pelecypods, oncoids (type 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, echinoderms	Pi 43
<b>sL5</b>	W/P	pel/oncobiomicrite	peloids, oncoids (type 3), abundant echinoderms	bioturbation ferruginous rims	charophytes, ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Cladocoropsis</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Bacinella</i> , <i>Troglotella</i>	Re 27.18, Co 41, Co 45, Co 219, Pi 222
<b>sL6</b>	W/P	oncobiomicrite	oncoids (type 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , echinoderms	Pi 234
<b>sL7</b>	W/P	oobiomicrite	ooids (type 2), abundant echinoderms	micritization, bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms	Co 25, Pi 17, Pi 60
			ooids (type 4), abundant echinoderms	micritization, bioturbation ferruginous rims	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i>	Re 27.19, Pi 41

**Open lagoon**

<b>oL1</b>	P	peloomicrite	peloids, ooids (type 2), abundant echinoderms	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, <i>Cayeuxia</i> , echinoderms	Re 17.29
<b>oL2</b>	P	oonco-micrite	ooids (type 1, 2 and 4), oncoids (type 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation ferruginous rims	gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms	Pi 34
<b>oL3</b>	P/G	pelbio-micrite/sparite	peloids, abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Bacinella</i>	Re 17.24, Co 70, Co 90, Co 212
	P/G	pelonco-micrite/sparite	peloids, oncoids (type 3), abundant echinoderms	bioturbation	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms	Re 29.11, Pi 113, Pi 137
	P/G	peloo/onco-micrite/sparite	peloids, ooids (type 2), oncoids (type 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , calcispheres, sponge spicules, corals, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Cayeuxia</i> , <i>Bacinella</i>	Re 27.7, Co 79, Pi 27
	P/G	peloo-micrite/sparite	peloids, ooids (type 4), abundant echinoderms		ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, echinoderms	Co 185
<b>oL4</b>	P/G	oncobiomicrite/sparite	oncoids (type 3), abundant echinoderms		ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Acicularia</i> , echinoderms, <i>Cayeuxia</i>	Re 29.26
<b>oL5</b>	P/G	oopel-micrite/sparite	ooids (type 2), peloids, abundant echinoderms	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, calcispheres, sponge spicules, echinoderms	Co 18
	P/G	oonco-micrite/sparite	ooids (type 2), oncoids (type 3), abundant echinoderms	micritization, bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, corals, echinoderms	Re 17.19, Co 178, Co 179

**SHOAL**

**Inactive internal shoal**

<b>iS1</b>	P/G	intrabiomicrite/sparite	lithoclasts, dacycladaceans	bioturbation	ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , <i>Clypeina</i> , <i>Campbelliella</i> , echinoderms, <i>Marinella</i>	Re 10.6
<b>iS2</b>	P/G	pelbio-micrite/sparite	peloids, benthic foraminifera	encrustation, micritization	ostracods, gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms, <i>Marinella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Bacinella</i>	Re 17
	P/G	pelonco-micrite/sparite	peloids, oncoids (type 3)	bioturbation	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, <i>Salpingoporella</i> , calcispheres, echinoderms	Co 177

**Active internal shoal**

<b>iS3</b>	G	peloo-sparite	peloids, ooids (type 2)	micritization ferruginous rims	gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms	Pi 19
<b>iS4</b>	G	onco-sparite	oncoids (type 3)	micritization	gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms, <i>Marinella</i>	Pi 92
<b>iS5</b>	G	oosparite	ooids (type 1 or 2)	micritization	ostracods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, sponge spicules, echinoderms	Co 1, Pi 29

**External shoal (active and inactive)**

<b>eS1</b>	G	intraoosparite	lithoclasts, ooids (type 3 and type 4), abundant echinoderms		ostracods, gastropods, pelecypods, benthic foraminifera, echinoderms	Co 192
<b>eS2</b>	G	peloo-sparite	peloids, ooids (type 4), abundant echinoderms	encrustation, cross bedding	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, corals, echinoderms, <i>Marinella</i>	Co 188, Co 189
<b>eS3</b>	G	oosparite	ooids (type 2), abundant echinoderms	encrustation, bioturbation microbial colonisation	pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms	Re 2
			ooids (type 2), abundant echinoderms	encrustation, micritization	gastropods, pelecypods, miliolids, benthic foraminifera, echinoderms	Re 3

**Fig. 2.1:** Principal microfacies occurring in the Jura Mountain sections, classified according to the depositional environments they represent. Fossil content in particular includes autochthonous and allochthonous fauna and flora.

environnements de dépôt. Les éléments figurés sont particulièrement importants dans l'interprétation de facteurs comme la salinité, la profondeur et l'agitation de l'eau. Dans cette étude, "restreint" est utilisé pour qualifier des environnements confinés à salinité variable. La différence entre des milieux restreints, semi-restreints ou à salinité normale (ou marins) est essentiellement basée sur le contenu fossilifère qui reflète respectivement une biodiversité faible (ostracodes, bivalves, miliolles), modérée (ostracodes, bivalves, miliolles, gastéropodes, autres foraminifères benthiques, dasycladales, spicules d'éponges) ou élevée (ostracodes, bivalves, miliolles, gastéropodes, autres foraminifères benthiques, dasycladales, spicules d'éponges, échinodermes abondants).

### 2.2.1 Grains carbonatés non-bioclastiques

#### *Péloïdes*

Les péloïdes sont le composant majeur des sédiments étudiés. Deux types différents ont été observés. Le type 1 (Pl. 1A) est présent dans les coupes de Court et de Pichoux uniquement. Ces péloïdes sont composés de micrite claire. Leur contour est flou. Leur taille est comprise entre 0,05 à 0,1 mm. Ils apparaissent distribués uniformément et associés à du quartz dans des bancs d'épaisseur métrique, sous forme de lamines en alternance avec des couches de micrite stérile, ou répartis uniformément dans des bancs de quelques centimètres d'épaisseur (Pl. 1C). Ils sont parfaitement triés et généralement accompagnés d'une quantité importante de matière organique. Les péloïdes de type 2 (Pl. 1B) sont les plus fréquents. Ils sont constitués de micrite dense. Leur contour est net. Leur taille est inférieure à 0,25 mm. Ils apparaissent dans des faciès de haute énergie à énergie modérée en association avec des oïdes et/ou des oncoïdes, dans des faciès de basse énergie où ils sont généralement difficiles à différencier de la matrice, ou concentrés dans des terriers. L'origine des péloïdes est très controversée (FLÜGEL, 1982, MACINTYRE, 1985, CHAFETZ, 1986). Ils sont assimilés à des pelotes fécales, des intraclastes, des bioclastes totalement micritisés, des filaments algaux calcifiés, sont diagénétiques (recristallisation ou cimentation), détritiques ou issus de la précipitation in situ de carbonates. Plusieurs suppositions peuvent être faites sur l'origine des péloïdes de type 1. Il peut s'agir d'un dépôt de haute énergie (pelsparite très bien triée et bancs d'épaisseur métrique) composé essentiellement de pelotes fécales (matière organique) et recristallisé (contour flou et texture uniforme). Le

type 1 peut par ailleurs provenir de la précipitation in-situ de carbonates liée à l'activité bactérienne (CHAFETZ, 1986) (bancs d'épaisseur centimétrique, lamines, texture uniforme et matière organique). La deuxième hypothèse est renforcée par l'absence d'autre particule et de structure sédimentaire, exceptées des alternances micrite-pelsparite qui sont considérées dans ce type de faciès comme des tapis microbiens. Le type 1 est par conséquent interprété comme représentatif d'un milieu restreint, subtidal à intertidal inférieur. Le type 2 peut être assimilé à des intraclastes (micrite dense et contour bien défini) ou à des bioclastes entièrement micritisés.

#### *Oncoïdes*

Les oncoïdes sont relativement fréquents dans l'intervalle étudié. Trois formes différentes ont été observées. Le type 1 (Pl. 1D) correspond à une masse micritique ou péloïdale, sphérique ou elliptique, qui mesure un centimètre en moyenne et qui est composée d'un cortex, avec ou sans nucléus, relativement épais de lamines concentriques, continues ou discontinues, à *Bacinnella irregularis* (cyanobactéries). Le contour de ces particules est flou et présente parfois des excroissances. Cette forme est équivalente au type II de DAHANAYAKE (1977) qui est caractéristique d'un environnement régulièrement agité. Les excroissances indiquent des interruptions relativement prolongées de l'agitation. Le type 2 (Pl. 1E) est formé d'une ou deux lamines concentriques à *Bacinnella irregularis*, confinées à la bordure externe d'une particule micritique sans structure visible au microscope polarisant. La taille moyenne de ces oncoïdes est d'un centimètre. Cette forme ressemble aux oncoïdes superficiels de type II définis par DAHANAYAKE (1977). Le type 3 (Pl. 1F) est généralement elliptique, composé de micrite, ne contient généralement ni nucléus ni lamine visible au microscope polarisant, est parfois entouré d'une pellicule concentrique et continue de micrite sombre, et mesure en moyenne 1,5 mm. Cette forme ressemble au type I de DAHANAYAKE (1977) qui indique un milieu régulièrement agité, avec des périodes d'agitation plus longues par rapport à celles du type II. Le type 3 est relativement abondant dans les sédiments étudiés. Il est le plus souvent présent dans des faciès de haute énergie à énergie modérée ou plus rarement dans des faciès de basse énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale. Les types 1 et 2 sont rares. Ils apparaissent dans des faciès de basse énergie d'environnements semi-restreints ou à salinité normale.

*Ooïdes*

Les ooïdes sont peu abondantes dans les faciès étudiés. Cinq types différents ont néanmoins été observés et nommés conformément à STRASSER (1986). Le type 1 (Pl. 2A) est sphérique ou légèrement elliptique, composé d'un cortex micritique sans structure visible au microscope polarisant, avec ou sans nucléus, et parfois entouré d'une lamine concentrique, continue ou discontinue, de micrite sombre. Le type 2 (Pl. 2B) a une forme irrégulière et est composé d'un cortex micritique vaguement laminé, avec ou sans nucléus. Cette forme est quelquefois difficile à distinguer des oncoïdes de type 3. Les ooïdes de type 3 (Pl. 2C) sont sphériques ou légèrement elliptiques, composées d'un nucléus et d'un cortex d'alternances de lamines concentriques de calcite radiaire et de micrite. Le type 4 (Pl. 1H) est sphérique ou elliptique, avec ou sans nucléus, composé d'un cortex micritique, et entouré d'une ou deux lamines de calcite radiaire concentriques et continues. Le type 5 de STRASSER (1986) n'a pas été observé. Enfin, le type 6 (Pl. 2D) est sphérique ou elliptique, composé d'un nucléus en microsparite limité par une lamine concentrique de micrite sombre, d'un cortex interne constitué d'une lamine concentrique et continue de calcite radiaire et d'un cortex externe micritique vaguement laminé et quelquefois perforé. Le type 2 est le plus abondant. Il est surtout présent dans des faciès de haute énergie à énergie modérée d'environnements à salinité normale. Les types 1 et 4 sont fréquents, dans des faciès de haute énergie, d'énergie modérée ou de basse énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale. Les types 3 et 6 sont présents localement. Le type 3 est limité aux faciès de haute énergie d'environnements marins ouverts. Le type 6 apparaît à double reprise dans la coupe de Court dans des faciès de basse énergie de milieu semi-restreint. Seuls les types 4 et 6 sont présents comme unique composant ou en majorité dans des faciès de basse énergie. Ils semblent par conséquent autochtones. Les types 1 et 2 paraissent typiques des environnements de haute énergie. Des ooïdes de type 1 et 2 ont néanmoins été observées dans des faciès de basse énergie, sans doute transportées depuis leur milieu de formation par des courants de tempête ou par les marées de vives-eaux.

*Lithoclastes*

Ce terme est indifféremment utilisé pour indiquer la présence d'intraclastes et/ou d'extraclastes qui sont généralement difficiles à différencier. Dans l'intervalle étudié, les lithoclastes apparaissent dans des faciès de

haute énergie (Pl. 1H). Ils sont la plupart du temps anguleux. Leur contour est net et quelquefois souligné par du fer oxydé. Leur taille est supérieure à 0,25 mm. Leur composition est généralement identique à celle de l'encaissant ou à celle du banc précédent. Ils indiquent une augmentation du pouvoir érosif suite à une diminution de l'espace disponible ou une soudaine augmentation de l'énergie du milieu.

*Galets noirs*

Dans les sédiments étudiés, les galets noirs apparaissent localement en grand nombre dans des bancs granoclassés ou à stratification plane de haute-énergie, comme composants de brèches multicolores (Pl. 2E, 6B) et/ou associés à du quartz et à de la pyrite. Leur couleur résulte de l'imprégnation de substances organiques dérivées d'algues et de plantes terrestres supérieures (STRASSER & DAVAUD, 1983). Ils indiquent par conséquent la proximité stratigraphique et/ou géographique de terres émergées.

*"Grapestones"*

Dans l'intervalle étudié, les "grapestones" (Pl. 1G) sont généralement formés de deux ou trois ooïdes reliés par des ponts micritiques. Ils apparaissent la plupart du temps dans des faciès de haute énergie où ils traduisent une diminution de l'hydrodynamisme.

**2.2.2 Grains carbonatés bioclastiques**

L'assemblage des éléments biogéniques dépend en grande partie des conditions écologiques. La biodiversité est notamment réduite dans les environnements où les conditions de vie sont difficiles: salinité anormale, manque ou excès de nutriments, dysoxie et/ou température élevée (WILSON & JORDAN, 1983).

*Ostracodes*

Les ostracodes sont représentés par des coquilles fines, de petite taille et dépourvues d'ornementations. Ils sont omniprésents dans l'intervalle étudié. Ils apparaissent néanmoins localement en grand nombre (Pl. 6B) associés à une faune euryhaline (gastéropodes, bivalves et miliolles) dans des faciès de basse énergie. Ils indiquent alors un milieu restreint.

*Bivalves*

Ils sont ubiquistes dans le Kimméridgien du Jura central et particulièrement abondants dans des

faciès de basse énergie, seuls ou associés à des ostracodes et des éponges de type *Rhaxella*. Ils sont alors représentatifs d'environnements semi-restreints. Les huîtres sont localement nombreuses associées à d'autres organismes euryhalins dans des faciès de basse énergie. Elles représentent alors des environnements protégés à tendance saumâtres. En grande concentration, elles indiquent un ralentissement ou un arrêt de la sédimentation.

#### *Gastéropodes*

Ils sont très fréquents dans les sédiments étudiés. Associés à des ostracodes, des bivalves et des miliolines dans des faciès de basse énergie, ils indiquent des environnements restreints. Les nérinées apparaissent en grand nombre dans des faciès de basse énergie à énergie modérée, associés à une faune caractéristique de milieux semi-restreints ou à salinité normale.

#### *Annélides*

Ce groupe est représenté dans les sédiments étudiés par des serpules et des térébelles. Les serpules sont fréquentes dans des faciès de basse ou de haute énergie de milieux restreints ou à salinité normale. Elles peuvent être associées à *Thaumatoporella*, *Cayeuxia* et/ou *Cladocoropsis*. Leur présence, accompagnée d'autres critères, est un indice de ralentissement ou d'arrêt de la sédimentation. Les térébelles forment un tube agglutiné et apparaissent de préférence dans des milieux boueux, souvent microbiens (DUPRAZ, 1999; MEYER, 2000). Ce type de vers est rare dans l'intervalle étudié. Il apparaît dans des faciès de basse énergie des milieux restreints aux milieux à salinité normale.

#### *Foraminifères benthiques*

Les formes observées dans l'intervalle étudié appartiennent principalement aux sous-ordres Miliolina et Textulariina. Trois associations de genres représentatives de milieux plus ou moins restreints ont été définies. Le premier ensemble contient les genres du sous-ordre Miliolina, le second englobe *Nautiloculina*, *Everticyclammina*, *Pseudocyclammina*, *Alveosepta* et *Valvulina*, et le troisième comprend *Kurnubia*, *Parurgonina* et *Kilianina*. BERNIER (1984) propose une étude approfondie des principales espèces de foraminifères présentes dans le Kimméridgien et le Portlandien du Jura méridional.

#### Miliolina

Les foraminifères du sous-ordre Miliolina sont ubiquistes. Ils apparaissent seuls ou associés à des organismes euryhalins dans des milieux restreints et/ou occasionnellement émergés.

#### Textulariina

Certaines formes sont fréquentes comme *Nautiloculina*, *Everticyclammina*, *Pseudocyclammina*, *Alveosepta* et *Valvulina*; d'autres sont présentes localement comme *Kurnubia*, *Parurgonina* et *Kilianina*. Le premier ensemble apparaît dans des faciès de basse ou de haute énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale. Le deuxième se limite aux faciès de basse ou de haute énergie d'environnements à salinité normale. *Everticyclammina* est présente localement, seule ou associée à des bivalves et des ostracodes, dans des faciès de basse énergie d'environnements restreints à semi-restreints.

#### *Troglotella* et *Lithocodium* (Pl. 3A)

*Troglotella* est un foraminifère calcicavicole commun des packstones et grainstones grossiers situés à proximité des récifs (WERNLI & FOOKES, 1992). Il est souvent associé à *Lithocodium* (SCHMID & LEINFELDER, 1996) qui affectionne les environnements peu profonds et clairs (DUPRAZ, 1999). Ces deux formes sont peu fréquentes dans les sédiments étudiés. Elles apparaissent, associées ou non, dans des environnements calmes, semi-restreints ou à salinité normale. *Troglotella* a été uniquement observé dans la coupe de Reuchenette.

#### *Algues*

#### Charophytes (Pl. 3C, 3D, 3E, 3F)

Certains faciès de basse énergie du Kimméridgien du Jura central contiennent des gyrogonites de charophytes associées à des organismes sténohalins, ou à des tiges de charophytes et des organismes euryhalins. Dans le premier cas, elles sont vraisemblablement remaniées. Dans le deuxième cas, elles indiquent des environnements côtiers régulièrement approvisionnés en eau douce. MOJON (1989) et MOJON & MOUCHET (1992) proposent une étude détaillée des charophytes de l'Oxfordien et du Kimméridgien du Jura.

#### Dasycladales

Quatre espèces ont été principalement observées dans l'intervalle étudié: *Acicularia* sp., *Salpingoporella*

*annulata*, *Clypeinea jurassica* et *Campbelliella striata* (Pl. 4A, 4B, 4C, 4D). Elles sont plus nombreuses dans la partie supérieure des coupes que dans la partie inférieure et globalement plus abondantes à Reuchenette. Elles apparaissent généralement dans des faciès de basse énergie de milieux semi-restreints. Elles sont parfois très nombreuses dans des faciès d'énergie modérée d'environnements à salinité normale. *Acicularia* et *Salpingoporella* sont présentes dans tout l'intervalle étudié, *Clypeinea* et *Campbelliella* apparaissent uniquement dans la partie supérieure des coupes. BERNIER (1984) donne un inventaire des espèces présentes dans le Kimméridgien et le Portlandien du Jura méridional.

#### Calcisphères

Les calcisphères observées dans l'intervalle étudié se présentent sous la forme de sphères vides, de diamètre compris entre 20 et 150 microns. Leur paroi est micritique ou sparitique. Elles sont abondantes dans des faciès de basse énergie de milieux restreints à semi-restreints. La systématique des calcisphères de plate-forme peu profonde est incertaine. Elles sont de préférence interprétées comme des kystes de dinoflagellés néritiques (KEUPP, 1991). Cependant, elles sont actuellement observées dans la Baie de Floride (MARSZALEK, 1975) où elles correspondent aux kystes des dasycladales de la sous-famille des *Acetabulariae* (Fig. 2.2).

#### Cyanobactéries

##### *Bacinella*

*Bacinella* est une algue encroûtante et opportuniste (DUPRAZ, 1999). Elle est relativement

fréquente à Reuchenette. Elle apparaît sous la forme d'agrégats pluri-centimétriques dans des faciès de basse énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale, associés ou non à *Cladocoropsis*, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia* et/ou *Marinella lugeoni*.

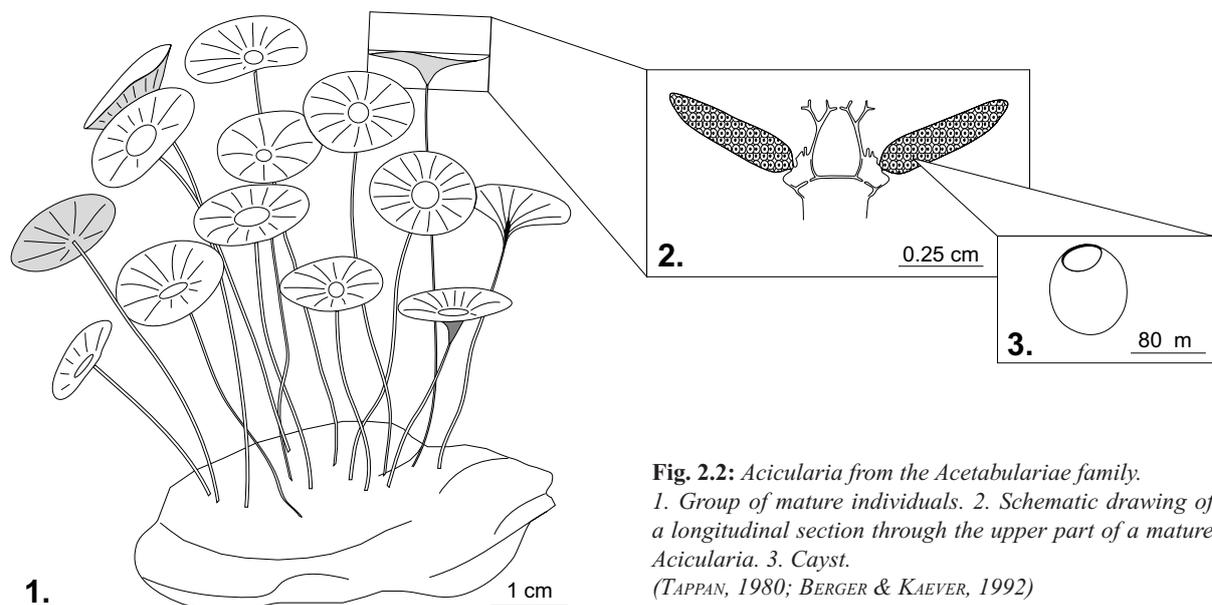
##### *Cayeuxia/Solenopora*

Ces formes sont fréquemment recristallisées et difficiles à différencier. *Cayeuxia* est cependant d'avantage cité dans les travaux sur le Kimméridgien du Jura. Il s'agit d'une algue porostromate qui présente de fortes affinités avec les cyanobactéries (DUPRAZ, 1999). Elle est relativement fréquente à Reuchenette. Elle apparaît principalement en fragments isolés dans des faciès de basse énergie de milieux à salinité normale, associée ou non à *Cladocoropsis*, *Thaumatoporella*, *Marinella lugeoni* et/ou *Bacinella*. *Solenopora* appartient aux algues rouges.

#### Incertae Sedis

##### *Marinella lugeoni*

*Marinella* est fréquente dans les sédiments peu profonds du Jurassique supérieur et du Crétacé. Elle présente des affinités avec les cyanobactéries, avec les algues vertes de la famille des Codiacees et avec les algues rouges de la famille des Corallinacées (LEINFELDER & WERNER, 1993). Elle est relativement fréquente à Reuchenette. Elle apparaît sous la forme de rhodolites de taille centimétrique (Pl. 3G, 4G) ou comme fragments isolés, associés ou non à *Cayeuxia*, *Cladocoropsis*, *Thaumatoporella* et/ou *Bacinella*, dans des faciès de basse énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale. La structure interne de *Marinella* est très proche de celle des algues rouges et par



**Fig. 2.2:** *Acicularia* from the *Acetabulariae* family. 1. Group of mature individuals. 2. Schematic drawing of a longitudinal section through the upper part of a mature *Acicularia*. 3. Cayst. (TAPPAN, 1980; BERGER & KAEVER, 1992)

conséquent facilement repérable. Il arrive cependant qu'elle n'apparaisse pas clairement (micritisation et/ou recristallisation). Les fragments de *Marinella* sont alors très difficiles à différencier des oncoïdes de type 3.

#### *Thaumatoporella*

*Thaumatoporella* (Pl. 3B) est une algue encroûtante et ubiquiste dans le Kimméridgien du Jura (BOLLIGER & BURRI, 1970) qui présente des affinités avec les algues vertes et avec les algues rouges (LEINFELDER et al., 1993). Elle apparaît le plus souvent à Court, dans des faciès de basse énergie d'environnements semi-restreints, associés ou non à *Cladocoropsis*, *Cayeuxia*, *Marinella* et/ou *Bacinella*.

#### Éponges

Ce groupe est principalement représenté dans les sédiments étudiés par l'accumulation de "rhaxes". Les rhaxes sont des spicules en forme de haricot sec (Pl. 4E, 4F), d'une éponge siliceuse de type démosponge appelée *Rhaxella* (DUPRAZ, 1999) (Pl. 4E). Les spicules sont présents en majorité ou associés à de nombreux bivalves et ostracodes dans des faciès de basse énergie d'environnements semi-restreints ou à salinité normale. Les éponges calcaires sont très mal représentées. Un seul individu a été identifié.

#### *Cladocoropsis mirabilis* Félix

*Cladocoropsis* a d'abord été attribué au groupe des hydrozoaires (FLÜGEL, 1982; TURNSEK et al., 1981) puis à celui des éponges (éponges calcaires ou ischyrosponges, groupe des sclérosponges) (JANSA et al., 1982; TERMIER et al., 1985). Il apparaît le plus souvent à Pichoux, dans des faciès de basse énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale, associé ou non à *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, *Bacinella* et/ou *Marinella* (Pl. 3H, 4G).

#### Brachiopodes

Les brachiopodes ont été observés sur le terrain dans des calcaires marneux, associés à des bivalves, des gastéropodes et/ou des serpules, ou dans des calcaires massifs, associés à des nérinées, *Cladocoropsis*, des fragments de coraux et/ou de crinoïdes, autrement dit dans des faciès de basse énergie caractéristiques de milieux semi-restreints ou à salinité normale. Ils sont abondants à Pichoux, qui est la coupe la plus proximale, moins fréquents à Court, et mal représentés

à Reuchenette, qui correspond à la coupe la plus distale.

#### Echinodermes

Dans l'intervalle étudié, les échinodermes correspondent principalement à des morceaux de tests et des spicules d'oursins et en moindre proportion à des débris de crinoïdes. Ils sont présents en quantité variable dans tous les environnements de dépôt définis.

#### Coraux

Ce groupe est très mal représenté dans le Kimméridgien du Jura central. Les coraux apparaissent à plusieurs reprises sous une forme massive, famille des Microsolénidés, ou sous une forme phacéloïde, famille des Dermosmiliidés (DUPRAZ 1999, pers. comm.). Des Microsolénidés ont été trouvés à Court dans une masse calcaire de forme irrégulière, non stratifiée, latéralement limitée et interprétée comme un "patch-reef" (Pl. 5B). Un morceau de branche du genre *Calamophylliopsis* de la famille des Dermosmiliidés sans doute transporté a été découvert à Pichoux dans un faciès d'environnement calme et semi-restreint.

### 2.2.3 Grains non-carbonatés

#### Matière organique

Un niveau de charbon (Fig. 4.17c, mètre 77) et quelques débris de matière végétale (Fig. 4.17c, mètre 78.5) ont été observés dans la coupe de Péry-Reuchenette. Ils indiquent la proximité de terres émergées et des conditions de dépôt légèrement réductrices.

La pyrite, qui peut résulter de la dégradation anaérobie de la matière organique par les bactéries (JØRGENSEN, 1983; PITTET, 1996), est présente en plus ou moins grande quantité dans les coupes étudiées. Associée à d'autres indices comme le contenu fossilifère et la texture, la pyrite représente un milieu riche en matière organique.

Les palynofaciès de six échantillons prélevés à différents niveaux des trois coupes étudiées dans le Jura ont été analysés par le Prof. Georges Gorin de l'Université de Genève. Les résultats de ces analyses et leur interprétation sont présentés ultérieurement (Chap. 7.3).

### Quartz

Les grains de quartz contenu dans les sédiments étudiés sont de petite taille (en moyenne 0,05 mm) et bien arrondis. Les quantités observées en lame mince sont généralement inférieures à 1 %. Les études minéralogiques de PERSOZ (1982) et de MOUCHET (1995) sur le Kimméridgien du Jura ne révèlent pas ou peu de quartz néoformé. Le quartz serait principalement détritique et proviendrait d'une source lointaine. BOLLIGER & BURRI (1970) et GYGI & PERSOZ (1986) proposent les massifs hercyniens rhénan et bohémien qui se situent au Nord de la plate-forme jurassienne (Chap. 1, Fig. 1.2). BOLLIGER & BURRI (1970) suggèrent un transport éolien, mais GYGI & PERSOZ (1986) démontrent que les terrigènes étaient principalement transportés par les courants fluviaux et marins. La présence de quartz dans les sédiments indique que la ligne de rivage était relativement proche. Par ailleurs, les variations de la quantité de quartz (Chap. 5.1, Fig. 5.2) traduisent les variations des apports terrigènes qui sont principalement influencées par les changements climatiques, la tectonique et/ou les variations du niveau marin relatif.

### Glauconie et chamosite

Des petits grains (en moyenne 0,05 mm) de glauconie ou de chamosite apparaissent en très faible quantité, dispersés dans la matrice, dans des faciès de milieux calmes, subtidaux à supratidaux, à salinité normale, semi-restreints ou restreints, essentiellement dans les coupes de Pichoux et de Court. Les analyses permettant de différencier ces deux minéraux n'ont pas été faites. La chamosite est néanmoins plus fréquente dans les environnements côtiers que la glauconie (VAN HOUTEN & PURUCKER, 1984).

## 2.3 STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires résultent de processus biogéniques, hydrauliques ou diagénétiques qui ont lieu pendant le dépôt ou peu de temps avant ou après la consolidation du sédiment. Elles sont spécifiques d'un environnement (Fig. 2.3) et/ou directement liées aux conditions hydrodynamiques.

### 2.3.1 Structures biogéniques

#### Encroûtements

Le support des encroûtements du Kimméridgien du Jura central est le plus souvent une coquille

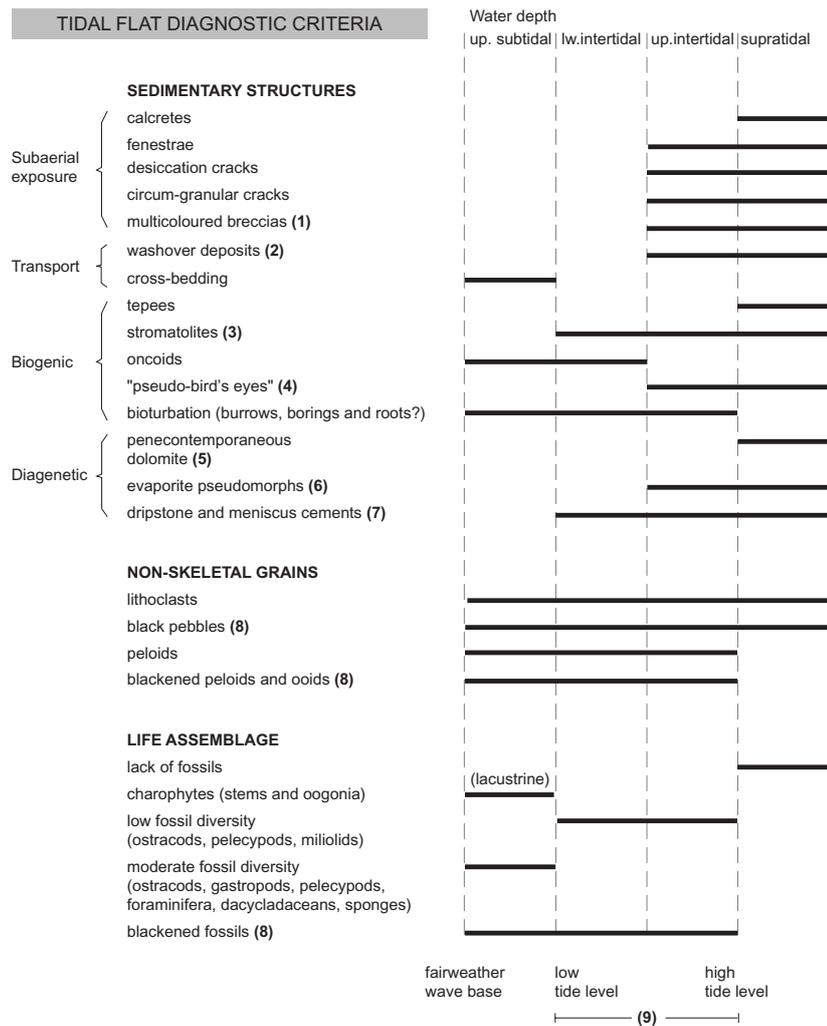
de bivalve. Ils sont composés d'une enveloppe micritique résultant de l'activité de microbes ou d'organismes encroûtants comme des serpules, des éponges, *Cayeuxia*, *Troglotella* et/ou *Lithocodium* (Pl. 3A). Les enveloppes de micrite sont quelquefois ferrugineuses (ferruginous rim) (Pl. 1B) indiquant un micromilieu riche en matière organique et réducteur. Les encroûtements témoignent généralement d'un milieu calme où la sédimentation est ralentie voire nulle.

#### Bioturbation et perforations

La bioturbation est très fréquente dans l'intervalle étudié et plus ou moins intense. Elle est indiquée par des différences de couleur, de texture ou par de la dolomitisation différentielle. Les calcaires noduleux sont interprétés comme le résultat d'une intense bioturbation. Les géodes correspondent probablement à des terriers laissés vides. Les surfaces de bancs sont très rarement exposées et peu de traces ont pu être identifiées exceptée *Thalassinoides* (Pl. 5A). *Chondrites* a par ailleurs été déterminé en lame mince. Les perforations sont très rares. Les seules observées sont celles de lithophages (Pl. 5B). Une bioturbation intense et l'absence de structures hydrodynamiques sont caractéristiques des environnements marins protégés de plate-forme interne (ENOS, 1983). Par ailleurs, une intense bioturbation et/ou la présence de perforations indiquent un ralentissement ou un arrêt de la sédimentation. Enfin, la bioturbation est caractéristique des fonds meubles alors que les perforations sont représentatives des surfaces indurées.

#### Stromatolites

Les stromatolites du Kimméridgien du Jura central sont formés de lamines millimétriques, planes (Pl. 9F) ou légèrement ondulées, de péloïdes de type 1, de dolomie ou de microsparite (Pl. 5D). Les stromatolites sont caractéristiques des environnements de replat de marée (LAPORTE, 1967; SHINN, 1983). Ils apparaissent de l'intertidal inférieur au supratidal supérieur (Fig. 2.3). Dans l'intervalle étudié, les alternances de stromatolites plans et légèrement ondulés sont fréquentes (Pl. 5C). Dans ce cas, les tapis légèrement ondulés sont associés à de nombreuses structures de dessiccation ou localement comparables à des teepees. Par conséquent, ces alternances sont interprétées comme des cycles d'échelle centimétrique d'émersion - inondation qui traduisent le va-et-vient des marées. Une tranche (Pl. 5C) montre en l'espace d'une dizaine de centimètres



- (1) storm deposits or collapse breccias (STRASSER & DAVAUD, 1983)  
 (2) horizontal laminations, graded or ungraded, thick or thin, with or without cross-bedding (SHINN, 1983)  
 (3) planar or slightly wavy  
 (4) calcite-filled burrows, root tubes or "gas trackways" (LAPORTE, 1967; SHINN, 1983)  
 (5) primary dolomite (small crystals) / secondary (large crystals and vanishing of sedimentary structures) (COJAN & RENARD, 1997)  
 (6) in arid climate, at the intertidal-supratidal transition (SHINN, 1983)  
 (7) freshwater vadose cementation (FLÜGEL, 1982)  
 (8) indicative of subaerial exposure (STRASSER & DAVAUD, 1983; TUCKER & WRIGHT, 1990)  
 (9) most ancient carbonate peritidal settings were microtidal and characterized by an amplitude lower than 2 metres (PRAATT & JAMES, 1992)

le passage de tapis légèrement ondulés, à des tapis plans puis à un faciès de lagon, traduisant l'inondation progressive du replat de marée par la mer.

### 2.3.2 Structures hydrauliques

#### *Stratification oblique*

La stratification oblique apparaît rarement dans l'intervalle étudié. Elle n'a jamais été observée distinctement sur le terrain et seulement à trois reprises en lame mince. Elle se présente sous la forme de faisceaux de lamines inclinées, centimétriques et granoclassées dans des faciès de haute énergie à péloïdes et/ou à oïdes (Pl. 6A). Ces faisceaux résultent de la migration d'un corps sableux (rides, barres

**Fig. 2.3:** Tidal flat diagnostic criteria classified in accordance with the processes involved in their formation and with the water depth where they occur in general.

ou dunes) sous l'action d'un courant rapide uni- ou multi-directionnel. Les lamines sont quelquefois interrompues par des niveaux intensément bioturbés indiquant l'alternance de périodes agitées et calmes typiques des chenaux tidaux.

#### *Lenticular- et flaser-bedding*

Une ride de courant et des lentilles d'argile ont été respectivement observées dans les coupes de Pichoux (aux environs de l'échantillon Pi 70) et de Reuchenette (aux environs de l'échantillon Re 27.22). Ces structures apparaissent associées à des alternances micrite-pelsparite, dans des sédiments riches en dolomie et/ou en quartz et pauvres en fossiles (ostracodes, bivalves et miliolles). Elles traduisent par conséquent l'alternance de périodes agitées et calmes et sont typiques des milieux influencés par les marées.

#### *Niveaux de sédiment grossier*

Des niveaux de sédiment grossier à péloïdes, bioclastes et/ou lithoclastes, millimétriques à pluri-centimétriques, laminés ou non, parfois granoclassés, sont fréquents dans l'intervalle étudié (Pl. 6B). Ils apparaissent généralement

associés à des structures de dessiccation dans des faciès de basse énergie au contenu fossilifère peu diversifié. Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts de tempêtes, de marées de vives-eaux ou de débordement de chenaux tidaux dans les zones intertidales supérieures à supratidales des replats de marée (SHINN, 1983) (Fig. 2.3).

#### *Keystone-vugs*

Des cavités sphériques à tabulaires, de taille millimétrique, apparaissent à Court (Co 3) dans un faciès laminé, de haute énergie, à péloïdes, oncoides et oïdes (Pl. 6C). Ces vides associés à une stratification plane de haute énergie sont caractéristiques de la zone de déferlement des vagues (INDEN & MOORE, 1983).

FZ	DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS	DEPTH	ENERGY	SALINITY	KEY FEATURES		
1	TIDAL FLAT	pond	supratidal	low (M/W)	variable	charophytes (stems and oogonia) low fossil diversity bioturbation	
		washover deposits	supratidal or up. intertidal	moderate (P) to high (G)		coarse (bioclasts, peloids) sediment layers alternating micrite and dolomite-rich laminae, alternating micrite and pelsparite laminae graded bedding	
		marsh	supratidal or up. intertidal	low (M/W)		fenestrae, desiccation cracks, circum-granular cracks, multicoloured breccia calcretes, tepees, pseudo-bird's eyes, stromatolites (weakly columnar to planar) penecontemporaneous dolomite, evaporite pseudomorphs, meniscus and stalactitic cements lack of fossils or low fossil diversity	
		intertidal flats	up. intertidal or lw. intertidal	low (M/W)		coarse (bioclasts, peloids) sediment layers stromatolites (planar), oncoids (lower intertidal) low fossil diversity, bioturbation	
		tidal channels	up. subtidal	high (G)		reworking evidences (erosional base, lag deposit, lithoclasts) cross-bedding bioturbation	
2	BEACH	intertidal	high (G)		planar bedding, keystone vugs		
3	LAGOON	restricted lagoon	subtidal	low (M/W)	variable	low fossil diversity	
		semi-restricted lagoon				moderate fossil diversity	
		sheltered lagoon	subtidal	low (M/W) to moderate (W/P)	normal	high fossil diversity	evaporites penecontemporaneous dolomite abundant organic matter and pyrite bioturbation
		open lagoon		moderate (W/P) to high (P/G)			bioturbation
4	SHOAL	active internal		high (G)	variable	peloids, oncoids, ooids low fossil diversity	
		active external	up. subtidal	moderate (P/G)	normal	cross bedding high fossil diversity	
		inactive internal or external		moderate (P/G)		aggregate grains, lithoclasts bioturbation, microbial colonisation, meniscus and dripstone cements	
5	PATCH REEF	up. subtidal	high (Fr)	normal		irregularly shaped, unbedded and laterally limited build-up	

**Fig. 2.4:** Facies zones (FZ) and associated depositional environments defined according to the main ecological factors and features.  
 low fossil diversity: ostracods, pelecypods, miliolids.  
 moderate fossil diversity: ostracods, pelecypods, miliolids, gastropods, other benthic foraminifera, dasycladaceans, sponge spicules.  
 high fossil diversity: ostracods, pelecypods, miliolids, gastropods, other benthic foraminifera, dasycladaceans, sponge spicules, abundant echinoderms.

### 2.3.3 Structures d'émersion

#### Calcrète

Une croûte sub-horizontale d'épaisseur millimétrique formée d'alternances de lamines de micrite et de calcite fibreuse (Pl. 6F) est observée à Court (Co 3). Cette structure ressemble aux croûtes laminées décrites par WRIGHT (1994) qui se forment en milieu semi-aride, à l'interface air-sédiment.

#### Brèches multicolores

Des niveaux de brèches multicolores (Pl. 2E, 9F) apparaissent à deux reprises sur la coupe de Reuchenette. Leur épaisseur est limitée à une quinzaine de centimètres. Ces brèches sont essentiellement composées de lithoclastes anguleux ou arrondis, de taille et de couleur (noir, beige, brun) variables. La matrice est une lithobiomicrite (W/P) partiellement dolomitisée. Les brèches multicolores sont interprétées comme des dépôts de tempête et indiquent la proximité de terres émergées (STRASSER & DAVAUD, 1983).

#### Pseudomorphoses d'évaporites

Le Kimméridgien du Jura central contient très peu de minéraux évaporitiques. Des pseudomorphoses de gypse (Pl. 6H) apparaissent à une seule reprise (Re 23.12) dans un faciès de milieu restreint indiquant un climat temporairement plus aride.

#### Bird's eyes

Les bird's eyes (Pl. 5C, 5D) sont très fréquents dans les sédiments étudiés. Ces cavités résultent du retrait et de la dilatation (dessiccation et croissance) des tapis microbiens, de la formation de bulles de gaz (activité microbienne) ou de l'échappement d'air suite à une inondation (SHINN, 1983). Elles sont caractéristiques de l'intertidal supérieur et du supratidal (Fig. 2.3). Un type particulier de fenestrae apparaît par ailleurs fréquemment dans le Kimméridgien du Jura central. Il s'agit de cavités tubulaires subverticales (pseudo-bird's eyes de SHINN, 1983) assimilées à des terriers, des racines ou des figures d'échappement de gaz résultant de l'activité microbienne. Ce type de fenestrae associés

à d'autres structures d'émergence peut être considéré comme un critère supplémentaire dans l'interprétation des milieux de replat de marée.

#### *Fentes de dessiccation*

Les fentes de dessiccation sont fréquentes dans le Kimméridgien du Jura central (Pl. 5C). Elles résultent du retrait par dessiccation de la boue carbonatée et indiquent des environnements subaériens. Elles sont en général préservées dans le supratidal et l'intertidal supérieur (SHINN, 1983).

#### *Circum-granular cracks*

Les circum-granular cracks (Pl. 6G) apparaissent à plusieurs reprises dans l'intervalle étudié généralement associés à des fentes de dessiccation, des fenestres et/ou des ciments vadoses indiquant un milieu subaérien.

## 2.4 DIAGENÈSE

La diagenèse précoce englobe l'ensemble des processus qui affectent les sédiments peu de temps après leur dépôt, renseigne sur le milieu de sédimentation et est fortement influencée par la minéralogie originelle des particules et par le climat. Les structures diagénétiques sont par conséquent des éléments d'interprétation très importants dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques. La diagenèse tardive (ou d'enfouissement) n'est pas considérée ici.

#### *Micritisation*

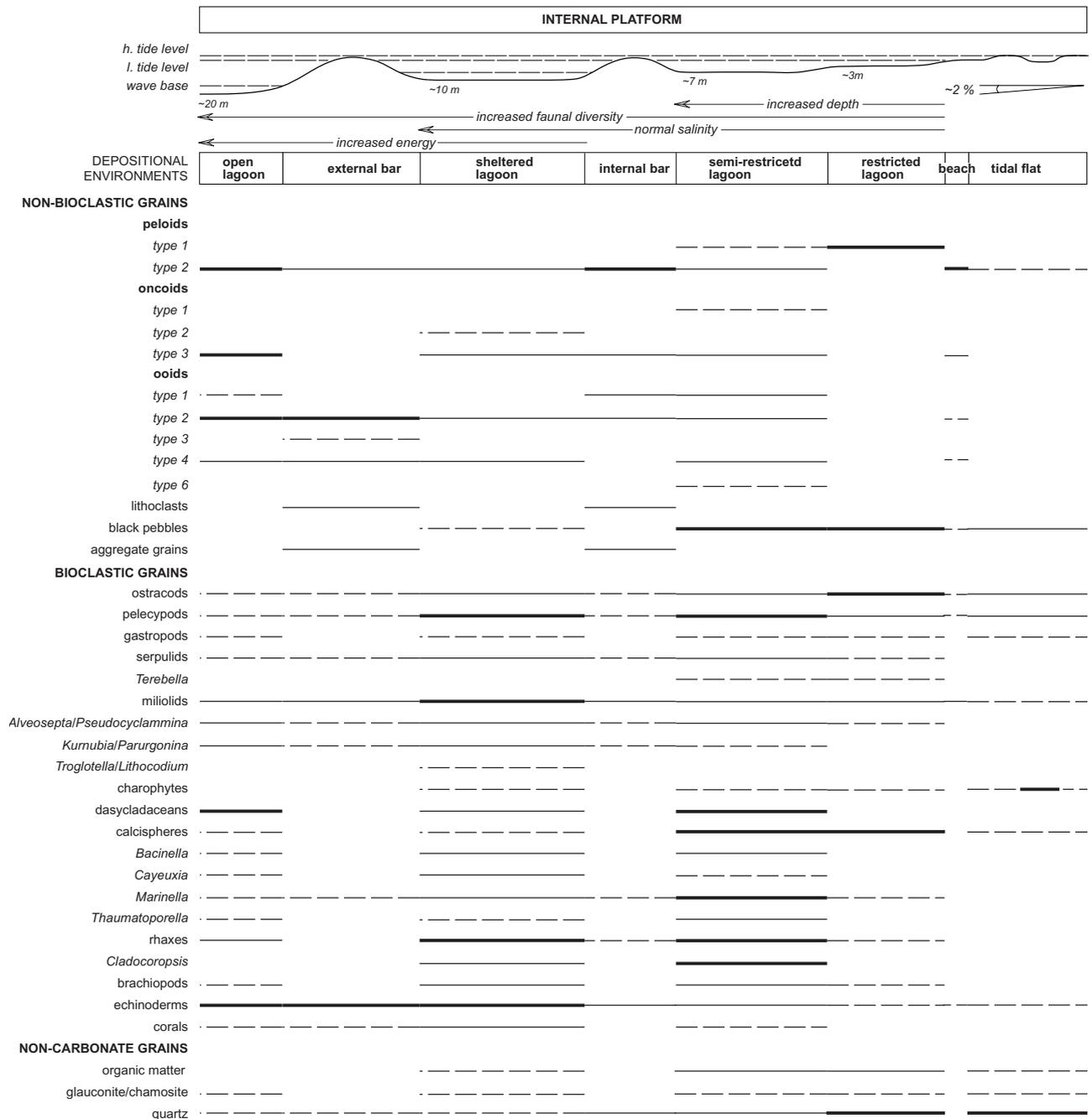
La micritisation est très fréquente dans le Kimméridgien du Jura central. Les enveloppes micritiques qui entourent la plupart des grains bioclastiques résultent de deux processus étroitement liés (BATHURST, 1975). Le premier est syngénétique et correspond à la perforation et à la colonisation de la bordure externe des grains par des algues, des champignons ou des éponges. Le deuxième processus est diagénétique et correspond au remplacement centripète par dissolution-précipitation de l'aragonite ou de la calcite qui remplit les tubes vides par la micrite. La micritisation est le processus diagénétique majeur des environnements marins peu profonds et protégés (TUCKER & BATHURST, 1990). Poussée à l'extrême, elle aboutit à la disparition totale de la structure primaire des grains bioclastiques et à la formation de péloïdes.

#### *Cimentation*

Des ciments en stalactite et en ménisque apparaissent à plusieurs reprises dans les sédiments étudiés associés à des structures d'émergence (Pl. 6D, 6E). Ils sont alors caractéristiques de la zone vadose. Des ciments en ménisques ont également été observés dans des grainstones à oïdes, associés à des enveloppes micritiques et à des filaments calcifiés (Pl. 5E, 5F). Les filaments calcifiés résultent de l'activité de microbes (cyanobactéries et champignons) profitant d'un ralentissement ou d'un arrêt de la sédimentation pour coloniser les espaces intergranulaires des dépôts peu profonds de haute énergie (HILLGÄRTNER et al., 2001). Les filaments forment un réseau qui peut ressembler aux structures alvéolaires des paléosols (ESTEBAN & KLAPPA, 1983). Les ciments isopaques, qui sont caractéristiques des environnements phréatiques marins, n'ont pas été observés dans les sédiments étudiés. Les espaces intergranulaires sont remplis de micrite ou de ciment équigranulaire, qui est probablement apparu lors de l'enfouissement du sédiment.

#### *Dolomitisation et dédolomitisation*

Dans le Kimméridgien du Jura central, les calcaires dolomitiques sont fréquents. La dolomie apparaît dispersée dans la matrice, sous forme de lamine ou comme remplissage des terriers. Les cristaux sont des rhomboédres limpides de 200 µm en moyenne qui peuvent couvrir la totalité de la surface des lames minces. La dolomie apparaît le plus souvent dans des faciès de replat de marée ou de lagons restreints. Elle est associée ou non à des structures de dessiccation, mais jamais à des évaporites. Il est par conséquent difficile d'envisager que la dolomie provienne d'une intense évaporation. Les modèles de "mixing-zone" (GEBELEIN, 1977; BOURROUILH-LE JAN, 1980) et de "seepage-reflux" (ADAMS & RHODES, 1960; SUN, 1994; BOSENCE et al., 2000; QING et al., 2001) sont les mieux appropriés pour expliquer la dolomitisation des sédiments étudiés. L'alternance de fines lamines de dolomie et de lamines plus épaisses de micrite est un faciès fréquent dans l'intervalle étudié. Selon LAPORTE (1967) et SHINN (1983), cette structure est typique de l'intertidal supérieur et du supratidal. Il arrive cependant que ces alternances ne soient associées à aucun autre indice d'émergence prolongée. Dans ce cas, il est possible que la dolomitisation se concentre au niveau des tapis microbiens où l'activité des microbes crée un milieu favorable à la précipitation



**Fig. 2.5:** Schematic profile of the Kimmeridgian platform in the central Jura Mountains. Water depths are estimated. The principal components in the depositional environments are indicated according to their appearance frequency: present and abundant (thick solid line), usually present (medium solid line), sparsely present (dashed line).

de la dolomie (BURNS et al., 2000; VAN LITH et al., 2000). Les alternances dolomie-micrite seraient alors caractéristiques de l'intertidal inférieur (Fig. 2.3). Par diffraction X et coloration à l'alizarine rouge, MOUCHET (1995) démontre que la dolomie est souvent remplacée par la calcite. La dédolomitisation serait tardive, favorisée par l'installation de nappes phréatiques d'eau douce pendant les périodes de bas niveau marin.

## 2.5 ZONES DE FACIÈS

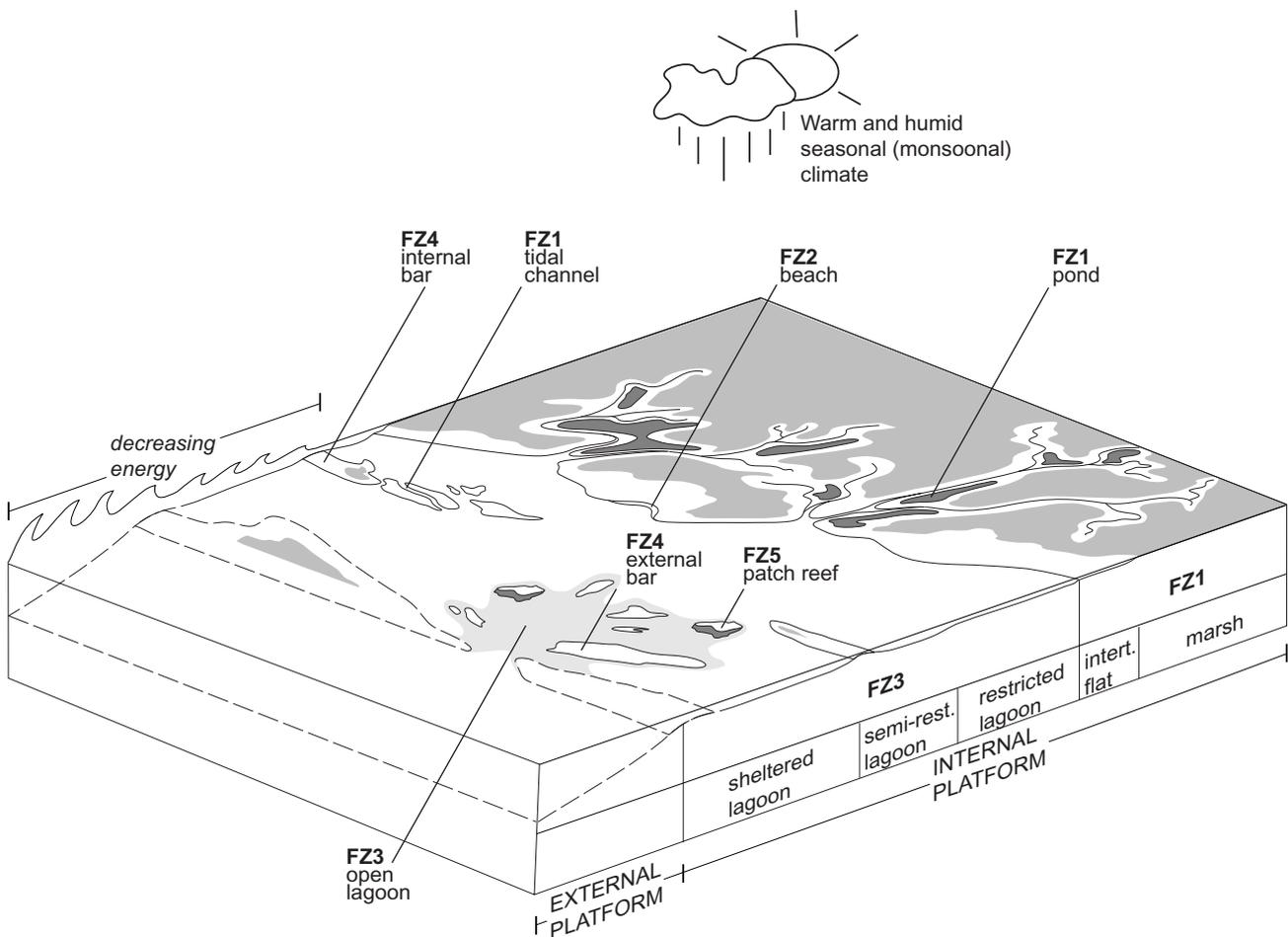
Une zone de faciès est un domaine de sédimentation qui est défini par un ensemble de faciès similaires ou voisins et qui comprend un ou plusieurs environnements de dépôt (WILSON, 1975; FLÜGEL, 1982). À partir de l'analyse des faciès et des microfaciès, 5 zones de faciès comprenant 14 milieux de sédimentation ont

été définies pour les coupes du Jura central (Fig. 2.4). Toutes appartiennent à la plate-forme interne. Elles sont classées de la plus proximale (estran de marée) au plus distales (pâte récifal, barres externes et lagons ouverts) et décrites en fonction de la profondeur, de l'énergie, de la salinité et de leurs caractéristiques lithologiques et paléontologiques les plus importantes. La différence entre des environnements de dépôts contigus à l'intérieur d'une zone de faciès est parfois subtile. Il est alors nécessaire pour l'interprétation de tenir compte des évolutions verticale et latérale des faciès. Les caractéristiques sédimentologiques propres aux replats de marée sont généralement regroupées pour définir un domaine proche de l'émergence voire émergé. Ces faciès concernent parfois de grandes épaisseurs de sédiment où il est difficile de discerner avec précision l'évolution des milieux de dépôt. L'estran a par conséquent été divisé en cinq environnements définis pour la plupart en fonction de la fréquence d'émergence (du subtidal supérieur au supratidal). Le passage de l'un à l'autre de ces environnements suit un modèle (Fig. 2.3) objectivement et uniformément

appliqué, inspiré d'un ensemble de travaux sur les estrans actuels et fossiles (LAPORTE, 1967; SHINN, 1983; STRASSER & DAVAUD, 1983; PRATT & JAMES, 1992).

## 2.6 MODÈLE DE FACIÈS

En s'inspirant des paysages actuels observés en Floride, aux Bahamas et aux Bermudes, les zones de faciès définies dans ce travail sont placées les unes par rapport aux autres sur un profil (Fig. 2.5) et dans un diagramme tridimensionnel (Fig. 2.6). Le marnage (PRATT & JAMES, 1992), la pente de la plate-forme (MEYER, 2000), la profondeur des lagons (estimées essentiellement en fonction du contenu fossilifère et par référence aux lagons actuels) et les principaux facteurs écologiques (profondeur, salinité et énergie) susceptibles de varier d'un environnement de dépôt à l'autre sont indiqués sur le profil. Les grains observés sont répartis entre les différents milieux de dépôt en fonction de leur fréquence d'apparition et de leur abondance (généralement présents et abondants, généralement présents, occasionnellement présents).



**Fig. 2.6:** Three-dimensional diagram showing the spatial distribution of the facies zones and associated depositional environments. The dotted lines correspond to the part of the platform not present in the studied outcrops.

La plate-forme du Jura est séparée de la mer ouverte par une barrière discontinue (ENAY et al., 1988). L'agitation et la profondeur d'eau dans les lagons d'arrière-barre à proximité des passes tidales est suffisante pour permettre la formation de barres externes. Les lagons éloignés des passes et situés à l'arrière de la barrière bénéficient d'une eau calme à salinité normale et approvisionnée en oxygène qui favorise

le développement de patch-reefs et d'une faune bien diversifiée. Vers le continent, l'atténuation des courants due à la diminution de la tranche d'eau et/ou à la formation de barres internes favorise l'apparition de lagons plus ou moins restreints où la salinité varie en fonction des apports d'eau douce pendant la saison humide et de l'évaporation pendant la saison sèche.

\*\*\*



## 3 - FACIÈS ET MODÈLE DE FACIÈS - BASSIN VOCONTIEN

Les faciès de bassin ne permettent pas de définir les environnements de dépôt avec autant de précision que ceux de la plate-forme. Leur diversité est par ailleurs beaucoup moins importante. Les coupes du Bassin vocontien ont été levées en moindres détails par rapport à celles du Jura. Les bancs calcaires des intervalles jugés importants ont été échantillonnés. La majeure partie de ces échantillons a été étudiée en lames minces. Ce paragraphe présente les lithologies et les microfaciès observés ainsi que les zones de microfaciès définies suite à cette étude (Fig. 3.1).

### 3.1 LITHOLOGIES

Les trois coupes étudiées dans le Bassin vocontien sont composées d'alternances de niveaux plus marneux et de niveaux plus calcaires (Fig. 3.2). Ces alternances représentent les variations du contenu en argiles et correspondent à des séquences de dépôt qui évoluent d'un pôle plus argileux vers un pôle plus calcaire. Le passage de l'un à l'autre est généralement progressif (Pl. 9D). Le pôle le plus argileux correspond en fonction des coupes à des marnes, à des marnes calcaires ou à des marnes qui contiennent des lentilles de calcaires. Le pôle intermédiaire correspond à des calcaires marneux ou des calcaires noduleux qui comprennent des joints marneux plus ou moins épais. Le pôle le plus calcaire correspond à des mudstones et des wackestones gris sombre ou clair.

### 3.2 MICROFACIÈS

#### 3.2.1 Matrice

La matrice des calcaires kimméridgiens du Bassin vocontien est essentiellement composée de micrite grise, d'argiles, de quartz, d'oxydes de fer et de dolomie. L'observation au microscope électronique à balayage de quelques échantillons de la partie

inférieure de la coupe de Châteauneuf d'Oze ne révèle aucun nannofossile.

#### 3.2.2 Éléments figurés

##### *Péloïdes et oncoïdes*

Les péloïdes et les oncoïdes sont peu fréquents. Ils apparaissent uniquement dans les croûtes laminées observées dans la partie supérieure de la coupe de Crussol.

##### *Foraminifères benthiques*

La population des foraminifères benthiques est plus ou moins diversifiée: *Spirillina*, *Lenticulina* et autres *Nodosariidae*, dans les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge; *Textulariina*, *Lenticulina* et autres *Nodosariidae*, *Spirillina*, *Nubeculariidae* et autres *Miliolina*, dans la coupe de Crussol. *Lenticulina* et *Spirillina* sont les formes les plus fréquentes, communes aux trois coupes. Les *Nubeculariidae* comprenant des foraminifères sessiles indifférenciés (nubéculaires) et *Tubiphytes* (Pl. 7A, 7B) sont présents uniquement dans la coupe de Crussol. *Tubiphytes* apparaît généralement associé à *Terebella* dans les faciès riches en tubéroïdes (microfaciès C2). Les faciès de la coupe de Crussol ressemblent à ceux qui sont décrits par FLÜGEL & STEIGER (1981), PRATT (1995) et PITTET & STRASSER (1998).

##### *Tubéroïdes* (éponges siliceuses et spicules)

Cette nomenclature est issue de la description par FRITZ (1958) des calcaires à éponges du Jurassique supérieur du Sud de l'Allemagne. Ces particules résultent de la calcification de fragments d'éponges siliceuses en voie de décomposition (FLÜGEL & STEIGER, 1981). Seuls les calcaires (mudstones et wackestones) de la coupe de Crussol en contiennent (microfaciès

Microfacies zones	Texture	Fabrics	Fossil content	Non-bioclastic grains	Samples	
<b>CRUSSOL</b>						
<b>C1</b>	M	bioturbation (weak to intense) laminoid crust	ostracods, benthic foraminifera, tuberoïdes, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians, protoglobigerinids, ammonites	Fe, quartz peloids, oncoids	Cr 1, 6, 7, 8, 14, 15, 21 (filaments), 30, 31 (laminoid crust and oncoids)	
<b>C2</b>	Tuberoïdes & <i>Terebella</i> , <i>Tubiphytes</i>	M	bioturbation (weak)	ostracods, benthic foraminifera, tuberoïdes, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians	Fe, quartz	Cr 3, 10, 11
<b>C3</b>	Tuberoïdes	M	bioturbation (weak to intense)	ostracods, gastropods, benthic foraminifera, tuberoïdes, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians, protoglobigerinids, filaments	Fe, quartz	Cr 19, 20, 22, 24
<b>C4</b>	Tuberoïdes & <i>Globochaete</i>	M		ostracods, benthic foraminifera, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians, protoglobigerinids	Fe, quartz	Cr 17, 18 (filaments)
<b>C5</b>	<i>Globochaete</i>	M/W	bioturbation (none to weak)	ostracods, benthic foraminifera, tuberoïdes, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, radiolarians, protoglobigerinids	Fe, quartz	Cr 2, 4, 9, 12, 13, 16
<b>C6</b>	Filaments & tuberoïdes	M	bioturbation (weak to moderate)	ostracods, benthic foraminifera, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians, protoglobigerinids	Fe, quartz	Cr 22, 23 ( <i>Globochaete</i> ), 24, 25, 27
<b>C7</b>	Filaments & <i>Saccocoma</i>	W	bioturbation (weak to moderate)	ostracods, gastropods, benthic foraminifera, tuberoïdes, calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians, protoglobigerinids	Fe, quartz peloids	Cr 26, 28 ( <i>Globochaete</i> ), 29
<b>CHATEAUNEUF D'OZE</b>						
<b>Ch1</b>	M/W	bioturbation (none to intense)	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera (other <i>Nodosariidae</i> , <i>Spirillina</i> ), <i>Saccocoma</i> , <i>Globochaete</i> , radiolarians	quartz, Fe, dolomite	Oz 2.1, 7.3, 8.2	
<b>Ch2</b>	Calcisphères	M/W	bioturbation (none to moderate) very fine grains	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera (other <i>Nodosariidae</i> , <i>Spirillina</i> ), <i>Saccocoma</i> , <i>Globochaete</i> , radiolarians	quartz, Fe	Oz 3, 8, 8.3, 9
<b>Ch3</b>	Radiolarians	M/W	bioturbation (weak to moderate) slump	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera ( <i>Lenticulina</i> , other <i>Nodosariidae</i> , <i>Spirillina</i> ), <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , protoglobigerinids, ammonites	quartz, Fe, dolomite	Oz 1, 2, 2.2, 4, 5, 6 ( <i>Thalassinoides</i> ), 6.1, 6.2, 7 (slump), 7.1, 7.2, 8.1
<b>Ch4</b>	Filaments & <i>Saccocoma</i>	M/W	bioturbation	pelecypods, benthic foraminifera (other <i>Nodosariidae</i> , <i>Lenticulina</i> ), calcisphères, protoglobigerinids, radiolarians, ammonites	quartz, Fe	Oz 10, 8.4 (calcisphères), 8.5, 8.6
<b>LA MEOUGE</b>						
<b>M1</b>	M	planar lamination bioturbation (none to intense)	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , radiolarians		Me 9, 10, 11, 13, 14, 15, 20, 22, 34, 47, 51 (filaments), 52 (filaments), 54	
<b>M2</b>	Radiolarians	W	planar lamination bioturbation (none to intense)	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, <i>Saccocoma</i> , calcisphères, <i>Globochaete</i> , protoglobigerinids	quartz, Fe, dolomite	Me 8, 23, 27, 29, 31, 37, 39, 40, 41, 42, 44, 50, 55 (filaments)
<b>M3</b>	<i>Saccocoma</i>	W/P	planar lamination intense bioturbation	ostracods, pelecypods, benthic foraminifera, <i>Globochaete</i>	quartz, Fe	Me 57

**Fig. 3.1:** Microfacies defined by texture, fabrics, fossil and non-bioclastic grain contents and distributed according to the section in which they have been observed.

C2, C3, C4 et C6). Les tubéroïdes observés ont une forme irrégulière, sont composées de micrite, dense ou péloïdale, et mesurent entre 0.1 mm et 5 mm. Ils sont quelquefois colonisés par des nubéculaires (Pl. 7E) et/ou perforés par des lithophages (Pl. 7F). La structure des éponges (Pl. 7C) est parfois encore visible dans les tubéroïdes composés de micrite péloïdale (Pl. 7D). Par conséquent, la microstructure péloïdale correspond probablement à un stade précoce de la transformation des fragments d'éponges en tubéroïdes. Les wackestones à tubéroïdes apparaissent généralement à proximité des récifs à éponges dans un contexte d'hydrodynamisme modéré (FLÜGEL & STEIGER, 1981). La présence de perforations et d'encroûtements indique que ces particules peuvent être partiellement lithifiées et libres sur le fond relativement longtemps avant d'être envasées.

#### *Saccocoma* (Pl. 7G)

Les *Saccocoma* sont des crinoïdes pélagiques. Ils apparaissent dans toutes les coupes. Ils sont

parfois très abondants, seuls (microfaciès M3) ou principalement associés à des filaments (microfaciès C7 et Ch4).

#### *Calcisphères* (Pl. 7H)

Les calcisphères sont généralement interprétées dans les calcaires pélagiques comme des kystes de dinoflagellés (KEUPP, 1991). Elles sont présentes dans toutes les coupes étudiées. Elles sont particulièrement abondantes dans la coupe de Châteauneuf d'Oze dans des calcaires très fins principalement associées à des bivalves et des *Globochaete* (microfaciès Ch2).

#### *Globochaete* (Pl. 8A, 8B)

Les *Globochaete* sont interprétés comme des kystes calcifiés d'algues vertes planctoniques unicellulaires (LOMBARD, 1945). Ils sont présents dans toutes les coupes levées dans le Bassin vocontien. Ils apparaissent en abondance dans la coupe de Crussol, seuls

(microfaciès C5) ou principalement accompagnés de tubéroïdes (microfaciès C4).

#### *Filaments* (Pl. 7E, 8E)

Les filaments sont interprétés comme des larves planctoniques de bivalves (FLÜGEL, 1982). Ils apparaissent uniquement dans la partie supérieure des coupes, généralement en grand nombre et associés à *Saccocoma* (microfaciès C7 et Ch4).

#### *Radiolaires* (Pl. 8G, 8H)

Les radiolaires sont des organismes unicellulaires qui appartiennent au zooplancton. Une grande quantité de radiolaires indique généralement des conditions mésotrophiques qui peuvent être liées à des upwellings (DE WEVER et al., 1994). Ils sont présents dans toutes les coupes étudiées, mais ils sont particulièrement abondants dans les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge (microfaciès Ch3 et M2).

#### *Protoglobigérines* (Pl. 8F)

Les protoglobigérines sont des foraminifères planctoniques. Leur abondance est essentiellement liée

à l'apport de nutriments (HEMLEBEN et al., 1988). Elles apparaissent épisodiquement dans les sédiments étudiés, souvent associées à de nombreux radiolaires (microfaciès Ch3 et M2).

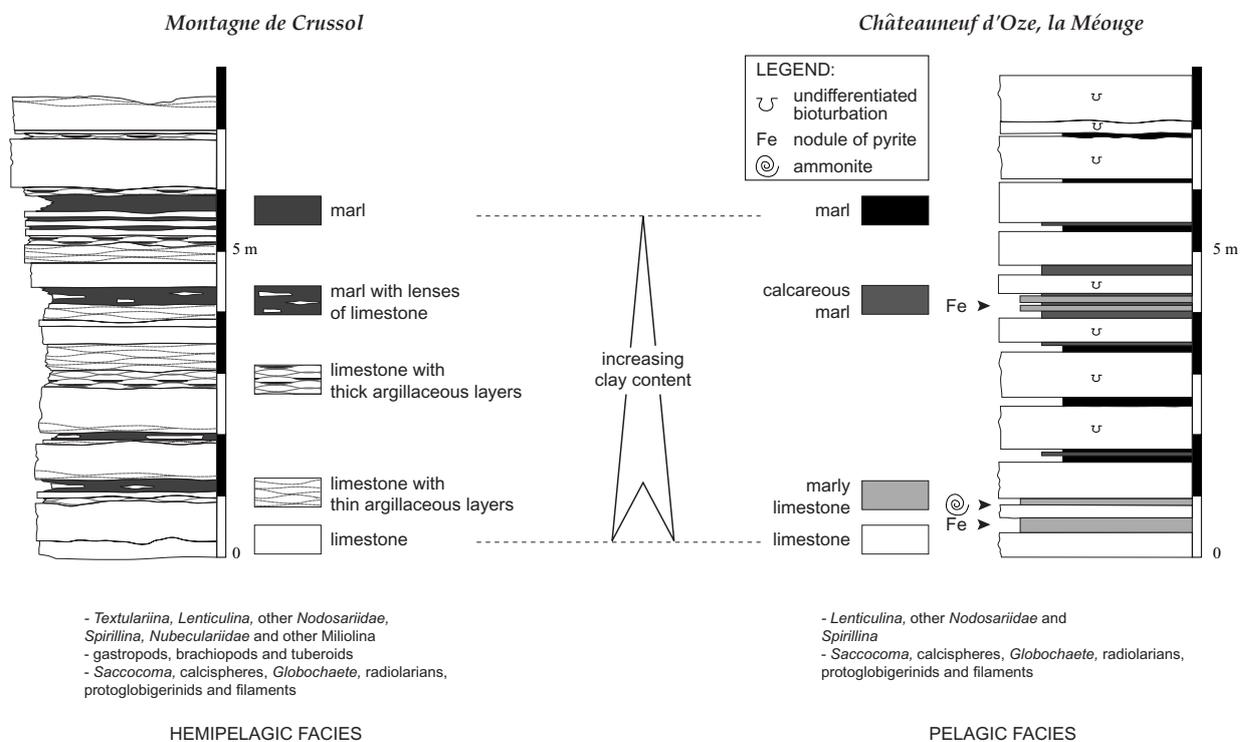
#### *Céphalopodes* (ammonites et belemnites)

Les ammonites apparaissent essentiellement dans la partie inférieure des coupes étudiées. Elles sont localement très nombreuses, situées à la surface des bancs calcaires (Pl. 9C) ou dans les niveaux marneux, et indiquent des périodes de condensation. Les belemnites sont présentes uniquement dans la coupe de Crussol.

### 3.2.3 Structures sédimentaires

#### *Slumps*

La coupe de Châteauneuf d'Oze présente à la base de la sous-zone à Hippolytense une masse de wackestones à radiolaires déformée de 2 mètres d'épaisseur (Pl. 9B). Les slumps sont très fréquents aux marges des bassins (READING, 1998; COOK & MULLINS, 1983). Le glissement d'un sédiment cohésif est entraîné par une forte pente, par un taux de



**Fig. 3.2:** Examples of lithologies and microfossils according to the palaeogeographic position of the studied section.

sédimentation élevé, par des séismes et/ou par l'action des vagues de tempêtes (READING, 1998).

*Bioturbation* (surface noduleuse, calcaire noduleux) (Pl. 8E)

Les calcaires noduleux et les surfaces de banc noduleuses sont très fréquents dans les coupes étudiées. Ils résultent d'une intense bioturbation, qui est caractéristique d'un substrat mou et d'un ralentissement ou d'un arrêt de la sédimentation. Les traces fossiles n'ont pas été étudiées en détail.

*Croûte laminée*

La partie supérieure de la coupe de Crussol comprend des croûtes formées de plusieurs couches généralement granoclassées composées de péloïdes, de tubéroïdes et autres bioclastes (Pl. 8C). Le sommet de ces couches est souligné par une lamine de micrite quelquefois encroûtée par des nubéculaires (Pl. 8D). Ces structures traduisent l'alternance de périodes de condensation et de reprise de la sédimentation. Elles sont semblables aux " laminoid and peloidal crust " de FLÜGEL & STEIGER (1981) et apparaissent quand les récifs à éponges atteignent une tranche d'eau telle que le milieu devient plus favorable au développement des cyanobactéries qu'à celui des éponges. L'apparition de ces croûtes est généralement associée à des tubéroïdes plus nombreux.

### 3.3 ZONES DE MICROFACIÈS

Les trois coupes étudiées ont été choisies en fonction de leur position paléogéographique par rapport à la plate-forme du Jura. Crussol est la coupe la plus proximale, proche de la bordure du bassin; la coupe de Châteauneuf d'Oze est dans une position intermédiaire; la coupe de la Méouge est la plus éloignée. Chacune présente des microfaciès qui lui sont propres en grande partie liés à sa position à l'intérieur du bassin. La répartition des microfaciès en zones de microfaciès est par conséquent fidèle à la situation paléogéographique des coupes (Fig. 3.1). Chaque coupe correspond à une zone de microfaciès regroupant plusieurs microfaciès définis en fonction de la texture, du contenu en fossiles et en grains non-bioclastiques. Toutes ont en commun un microfaciès riche en *Saccocoma*. Les zones de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge présentent chacune un microfaciès à radiolaires. Enfin, la coupe de Crussol diffère des deux autres par un nombre plus élevé de microfaciès, par la présence de gastéropodes, de *Terebella*, de brachiopodes, d'une population de foraminifères benthiques plus diversifiée et surtout par l'omniprésence de tubéroïdes, qui indiquent la proximité de récifs à éponges situés plus au Nord (GAILLARD, 1983). Les faciès de la coupe de Crussol sont par conséquent considérés comme hémipélagiques par rapport aux faciès des deux autres coupes clairement pélagiques (Fig. 3.2).

\*\*\*

## 4 - INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN

La stratigraphie séquentielle est un outil conçu par les chercheurs d'EXXON (VAIL et al., 1977) pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre stratigraphique précis. Les concepts originaux sont fondés sur des profils sismiques de systèmes siliciclastiques dans un contexte tectonique de marge passive. Depuis, leur application à l'échelle des forages et des affleurements, sur des systèmes et dans des contextes tectoniques différents, a entraîné des améliorations à l'origine de nouvelles nomenclatures. La multiplication des termes et l'emploi inapproprié, le plus souvent par souci de simplification, des concepts de base est à l'origine de la plupart des malentendus qui existent au sein de la communauté scientifique et de l'émergence de plusieurs écoles, qui emploient généralement des mots différents pour exprimer les mêmes principes. Pour éviter toute confusion, le paragraphe 4.1 dresse un rappel des concepts utilisés dans cette étude. Les séquences de dépôt observées dans le Jura central et dans le Bassin vocontien sont décrites en détail dans le paragraphe 4.2. Enfin, les interprétations sédimentologique et séquentielle des coupes de la plate-forme et du bassin sont présentées dans les paragraphes 4.3 et 4.4.

### 4.1 INTRODUCTION À L'INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE DES COUPES

#### 4.1.1 Définition d'une séquence de dépôt

La stratigraphie séquentielle est fondée sur la répétition dans l'enregistrement sédimentaire de séquences de dépôt qui résultent des variations du niveau marin relatif. Une séquence de dépôt est composée d'une succession plus ou moins concordante

de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance ou leur équivalent concordant latéral (MITCHUM et al., 1977). Une surface de discordance est une surface d'érosion ou de non-dépôt qui sépare des strates plus jeunes de roches plus vieilles et qui représente un hiatus important (MITCHUM et al., 1977). Dans ce sens, la définition d'une surface de discordance rejoint celle de surface de discontinuité, qui est plus largement employée, et qui traduit également une interruption dans l'enregistrement sédimentaire (HEIM, 1924; HILLGÄRTNER, 1998). Les surfaces de discontinuité résultent d'un changement rapide de lithologie et/ou de faciès, de la diagenèse et/ou de l'apport d'argiles (CLARI et al., 1995; HILLGÄRTNER, 1998; STRASSER et al., 1999). Leur signification en termes de changements environnementaux dépend des processus à l'origine de leur apparition et détermine leur emploi en stratigraphie séquentielle (Chap. 4.1.3).

Les surfaces de discontinuités et l'évolution au cours du temps de l'épaisseur des bancs et des faciès sédimentaires définissent plusieurs types de séquences de dépôt (STRASSER et al., 1999). Le nom de ces séquences change d'une école à l'autre, mais leur signification est la même. Par exemple, les " simple sequences " de VAIL et al. (1991) ou les " subtidal cycles " de OSLEGER (1991) sont analogues aux " deepening-shallowing sequences defined by sequence boundaries " de STRASSER et al. (1999). De même, les paraséquences de VAN WAGONER et al. (1990) sont équivalentes aux " deepening-shallowing sequences defined by transgressive surfaces " de STRASSER et al. (1999).

### 4.1.2 Facteurs responsables de la formation des séquences de dépôt

#### *Niveau marin relatif, espace disponible et accumulation des sédiments*

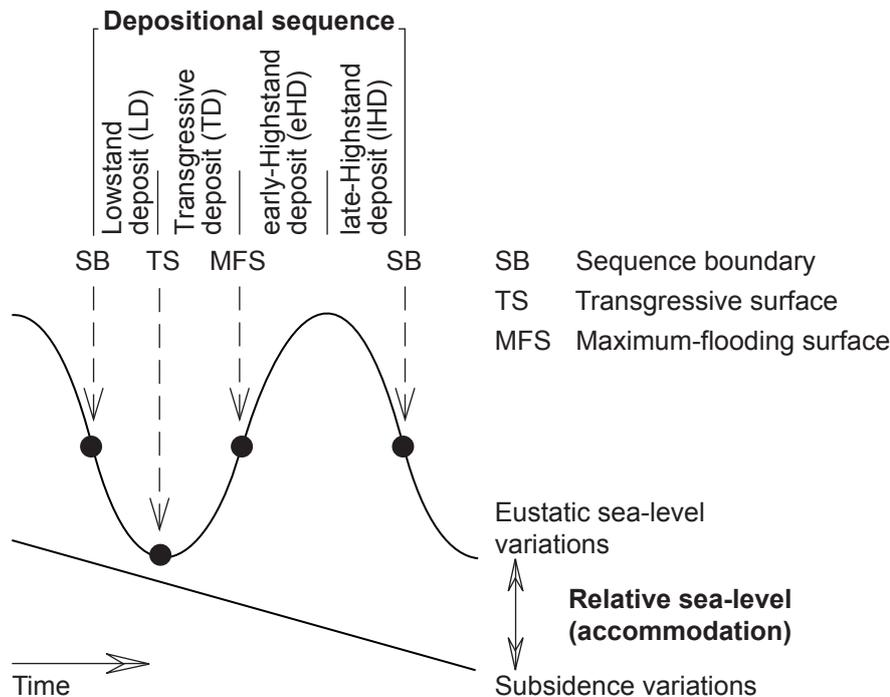
Une séquence de dépôt résulte d'un cycle de variations du niveau marin relatif (Fig. 4.1). Dans les systèmes de dépôt côtiers, les variations du niveau marin relatif sont équivalentes aux variations de l'espace disponible ( $\Delta A$ ). Les variations de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments dépendent des vitesses de variations de la subsidence et du niveau marin eustatique (VAIL et al., 1977).

Sur une plate-forme carbonatée peu profonde, les variations de l'espace disponible au cours du temps sont généralement représentées par les variations d'épaisseur des séquences de dépôt (ou des bancs) et l'évolution des faciès sédimentaires (STRASSER et al., 1999). En effet, des séquences de dépôt de moins en moins épaisses associées à des faciès de moins en moins profonds (ou de plus en plus restreints) traduisent une perte d'espace disponible. À l'inverse, des séquences de plus en plus épaisses associées à des faciès de plus en plus profonds (ou de plus en plus ouverts) représentent un gain d'espace disponible. Cependant, la géométrie des corps sédimentaires

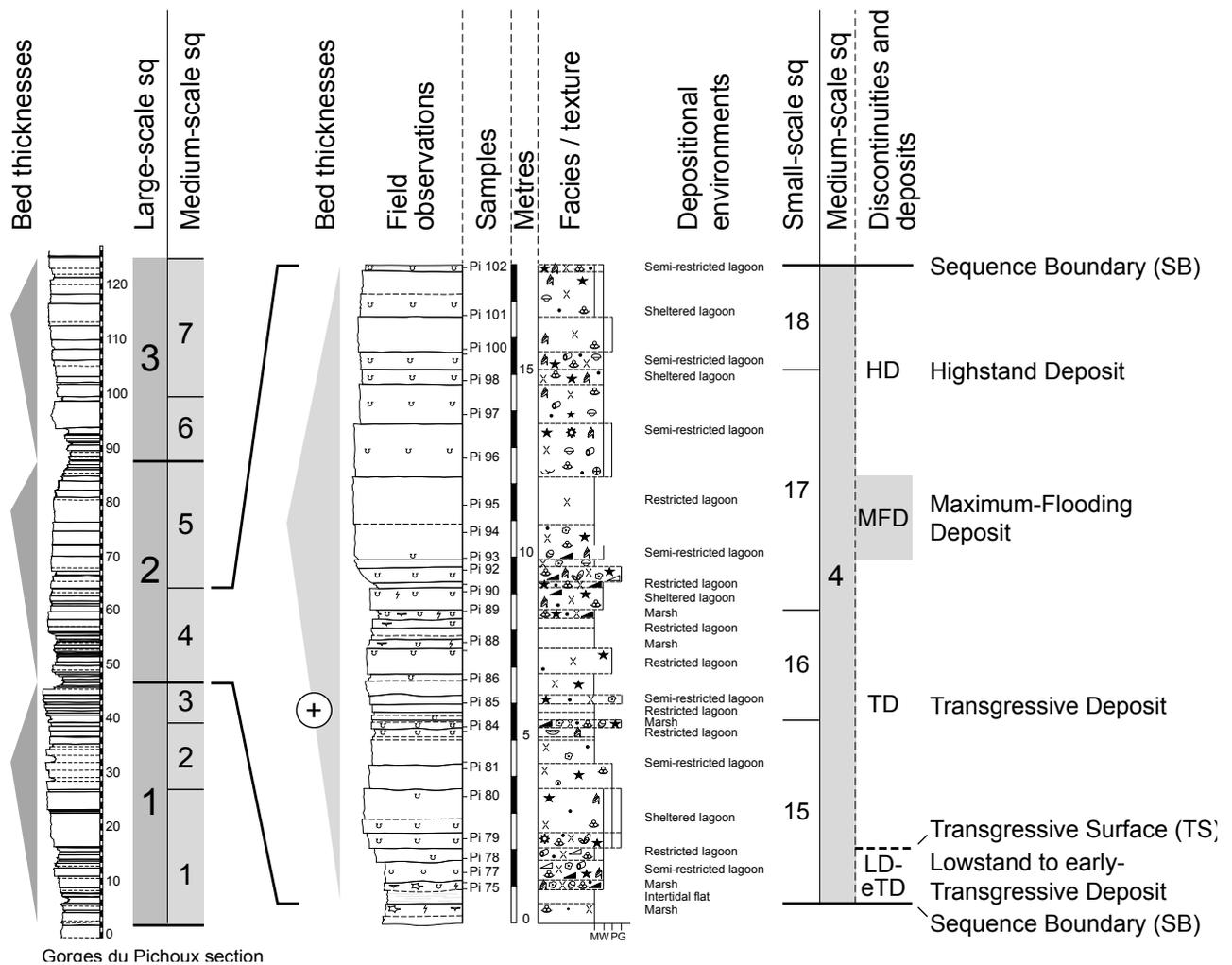
dépend des variations de l'espace disponible mais aussi de l'accumulation des sédiments ( $\Delta S$ ) (POSAMENTIER et al., 1992; SCHLAGER, 1993). Par conséquent, la perte ou le gain d'espace disponible ne résultent pas forcément d'une diminution ou d'une augmentation du niveau marin relatif, mais peuvent également provenir d'un apport et/ou d'une production in-situ de sédiments plus ou moins importants.

#### *Phénomènes autocycliques et allocycliques*

Les variations du niveau marin relatif et l'accumulation de sédiments sont directement ou indirectement contrôlées par des facteurs internes (autocycliques) ou externes (allocycliques) au système de dépôt (EINSELE et al., 1991; STRASSER, 1991). Les phénomènes autocycliques peuvent former des petites séquences shallowing-up qui résultent de la migration latérale des corps sédimentaires (GINSBURG, 1971; MATTI & MCKEE, 1976; PRATT AND JAMES, 1986; STRASSER, 1991). Dans ce cas, la corrélation des séquences, même sur de courtes distances, est impossible (SELG, 1988). À l'inverse, les phénomènes allocycliques, qui peuvent être climatiques, eustatiques et/ou tectoniques, opèrent en même temps dans plusieurs bassins de sédimentation. Les séquences de dépôt sont latéralement continues et peuvent être corrélées sur plusieurs centaines de kilomètres.



**Fig. 4.1:** Depositional sequences are controlled by relative sea-level fluctuations (accommodation). Sequences may be subdivided into deposits corresponding to the classical systems tracts of VAIL et al. (1977).



**Fig. 4.2:** On the shallow platform, the evolution with time of bed thickness and sedimentary facies defines several orders of depositional sequences, which are hierarchically stacked. The maximum-flooding deposit corresponds to the thickest beds and most open-marine depositional environments. This deposit includes the maximum-flooding surface, which is usually difficult to recognize in the studied sections.

L'étude d'une seule coupe est insuffisante pour différencier les séquences autocycliques des séquences allocycliques. Seules les corrélations entre plusieurs coupes, entre la plate-forme et le bassin ou d'un bassin de sédimentation à un autre, permettent de filtrer l'influence des phénomènes autocycliques sur la sédimentation.

#### Production de carbonates

Dans les systèmes de dépôt carbonatés, la production biologique de carbonates constitue l'essentiel de l'accumulation sédimentaire. Cette production dépend de la température, de la profondeur, de la salinité de l'eau et des apports terrigènes qui contrôlent également en grande partie l'apport de

nutriments (HALLOCK & SCHLAGER, 1986; DUPRAZ & STRASSER, 1999).

Les concepts de "start up", "catch up" et "keep up" traduisent les réponses d'un système carbonaté peu profond, tropical à subtropical, à une augmentation du niveau marin relatif (KENDALL & SCHLAGER, 1981). La phase "start up" correspond au laps de temps (lag time dans STRASSER, 1991), compris entre une diminution du niveau marin relatif et l'augmentation suivante, durant lequel la production de carbonates est fortement réduite voire nulle. Durant la phase "catch up", la production de carbonates augmente suffisamment pour accéder aux conditions écologiques idéales. Pendant la phase "keep up", la production de carbonates est égale à la création d'espace disponible

(aggradation). Si la production de carbonates est supérieure à la création d'espace disponible, le système sédimentaire se déplace vers le bassin (progradation). Par la suite, NEUMANN & MACINTYRE (1985) introduisent le concept de "give up" qui traduit une diminution voire un arrêt de la production de carbonates suite à une augmentation trop rapide du niveau marin relatif. Dans ce cas, la plate-forme est ennoyée et des "drowning unconformities" (SCHLAGER, 1989) peuvent se développer.

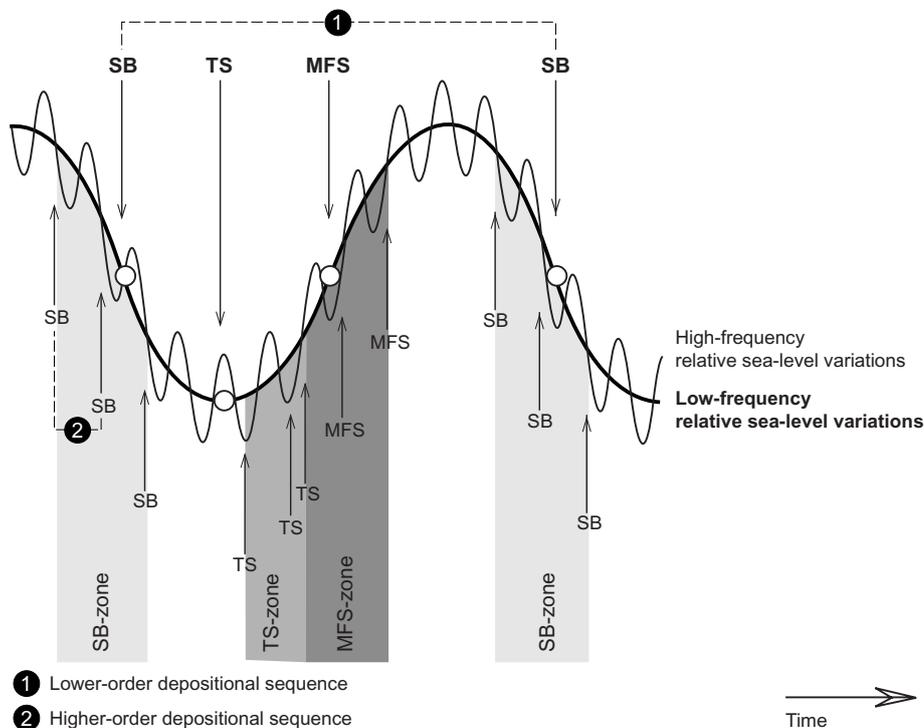
### 4.1.3 Surfaces de discontinuité

L'évolution des faciès sédimentaires de part et d'autre d'une surface de discontinuité et ses caractéristiques sédimentologiques déterminent sa position à l'intérieur d'une séquence de dépôt (Fig. 4.1). La limite de séquence (sequence boundary, SB) correspond à la diminution la plus rapide du niveau marin relatif. Sur une plate-forme carbonatée peu profonde, la chute du niveau marin relatif entraîne ou non l'émersion. Dans le premier cas, la SB correspond à une surface d'émersion, indiquée par des indices d'érosion, de karstification et/ou de pédogenèse. Dans le deuxième cas, la SB est une surface de non-dépôt, indiquée par une tendance shallowing-up des faciès sous-jacents, par un changement de faciès et/ou par une surface de condensation. La surface de transgression

(transgressive surface, TS) correspond à la remise en eau ou à l'approfondissement du système suite à l'augmentation du niveau marin relatif. La TS peut apparaître comme une surface de remaniement, indiquée par des lithoclastes, des galets noirs, un mélange de bioclastes d'eau douce et marins et/ou des apports terrigènes accrus. La surface d'inondation maximale (maximum-flooding surface, MFS) correspond à l'augmentation la plus rapide du niveau marin relatif. La MFS est une surface de non-dépôt, indiquée par une tendance deepening-up des faciès sous-jacents et un firm- ou un hardground. Dans le Kimméridgien du Jura central, les MFS n'apparaissent pas distinctement. Par conséquent, la notion de MFS est remplacée par celle de dépôt d'inondation maximale (maximum-flooding deposit, MFD) qui correspond sur la plate-forme aux bancs (ou séquences de dépôt) les plus épais et/ou aux environnements de dépôt les plus ouverts (ou les plus profonds) (Fig. 4.2).

### 4.1.4 Cortèges sédimentaires

Les cortèges sédimentaires sont composés d'un ensemble de séquences de dépôt (ou de bancs) limité par des discontinuités sédimentaires (BROWN & FISCHER, 1977; MITCHUM et al., 1977). Chaque cortège correspond à une portion de la courbe de variation du



**Fig. 4.3:** Superposition of high- and low-frequency relative sea-level variations results in several orders of depositional sequences and the multiplication of discontinuities, which define zones.

niveau marin relatif et se distingue par ses limites et sa géométrie. À l'échelle de l'affleurement, les grandes géométries sont invisibles, et "cortège sédimentaire" est remplacé par "dépôt" (STRASSER et al., 1999) (Fig. 4.1).

Les dépôts se différencient les uns des autres par leurs limites et par l'évolution au cours du temps des faciès qu'ils contiennent (Fig. 4.2). Le dépôt de bas niveau (lowstand deposit, LD) est compris entre la SB et la TS, et correspond aux séquences déposées quand le niveau marin relatif est le plus bas. Dans les environnements de plate-forme peu profonde, l'espace disponible et la production de carbonates sont alors réduits voire nuls, et les dépôts de bas niveau sont généralement très peu développés ou absents. Néanmoins, le Kimméridgien est en grande partie compris dans une transgression de deuxième ordre (Chap. 1, Fig. 1.5). Par conséquent, même en période de bas niveau marin, de l'espace est disponible sur la plate-forme pour l'accumulation des sédiments. Enfin, d'après les faciès, il est généralement difficile de distinguer un dépôt qui correspond au bas niveau marin d'un dépôt qui se forme au début de la transgression suivante. Il est alors préférable de parler de dépôt de bas niveau et/ou début de transgression (lowstand to early-transgressive deposit, LD-eTD). Le dépôt transgressif (transgressive deposit, TD) se situe entre la TS et la MFS et se distingue, sur la plate-forme, par une évolution de faciès qui traduit un approfondissement ou une ouverture des environnements de dépôt. Le dépôt de haut niveau (highstand deposit, HD) apparaît entre la MFS et la SB suivante. Il peut se composer de deux parties. Sur la plate-forme, la première partie (early highstand deposit, eHD) correspond à des environnements de dépôt relativement ouverts ou profonds. La deuxième partie (late highstand deposit, lHD) comprend des séquences, qui traduisent une diminution de la tranche d'eau ou un déplacement des milieux de dépôt vers le continent.

Dans le bassin, l'expression sédimentologique des cortèges sédimentaires dépend fortement des processus qui contrôlent la sédimentation pélagique. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts observés dans le cadre de cette étude sont présentées dans le chapitre 4.2. Les processus susceptibles de contrôler la sédimentation dans le Bassin vocontien pendant le Kimméridgien seront discutés ultérieurement (Chap. 10).

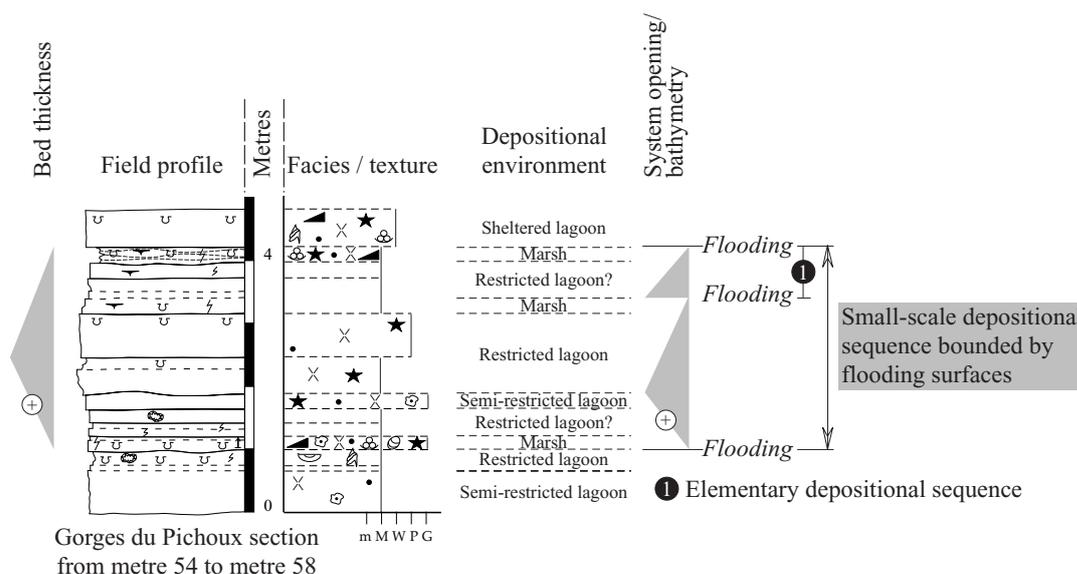
#### 4.1.5 Superposition de plusieurs cycles de fluctuations du niveau marin relatif de fréquence et d'amplitude variables

##### *Ordres de séquences*

Les séquences de dépôts ont des dimensions et des durées variables (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991; POSAMENTIER et al., 1992; STRASSER et al., 1999). VAIL et al. (1991) proposent une classification des séquences de dépôt (du premier au sixième ordre) basée sur leur durée et sur les processus à l'origine de leur formation. La nomenclature développée par PASQUIER & STRASSER (1997) a l'avantage d'être fondée sur la description des séquences, et non sur leur durée ou leur signification, qui impliquent forcément une part de subjectivité. Les surfaces de discontinuités et l'évolution au cours du temps de l'épaisseur des bancs (stacking pattern) et des faciès sédimentaires définissent plusieurs ordres de séquences, qui s'empilent hiérarchiquement (Fig. 4.2). Les séquences élémentaires, comparables aux séquences génétiques de HOMEWOOD et al. (1992), correspondent aux plus petites unités stratigraphiques identifiables sur un profil de dépôt. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à une dizaine de mètres. Les séquences de court terme (small-scale sequences) sont composées de plusieurs séquences élémentaires. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres. Les séquences de moyen terme (medium-scale sequences) sont composées de plusieurs séquences de court terme, et mesurent quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Dans le Kimméridgien du Jura Suisse central et du Bassin vocontien, les séquences de long terme (large-scale sequences) comprennent deux ou trois séquences de moyen terme, et mesurent plusieurs dizaines de mètres. Le calcul de la durée des séquences élémentaires, de court, de moyen et de long terme, pour le Kimméridgien du Jura central et du Bassin vocontien, est l'objet du chapitre 6.

##### *Multiplication des surfaces et zones*

Les différents ordres de séquences de dépôt résultent de la superposition de plusieurs cycles de fluctuations du niveau marin relatif de fréquence et d'amplitude variables (Fig. 4.3). De plus, la superposition de ces cycles entraîne la multiplication des surfaces de discontinuité (MONTAÑEZ & OSLEGER, 1993; PASQUIER & STRASSER, 1997). En effet, les surfaces de discontinuité



**Fig. 4.4:** Small-scale depositional sequence bounded by flooding surfaces, which may include distinct elementary depositional sequences. The evolution through time of the sedimentary facies is composed of two deepening-shallowing trends. The smallest lowering of the relative sea-level implies the appearance of an emersive depositional environment. The same trend is observed at the same time in the other sections studied in the Swiss Jura, suggesting high-frequency sea-level fluctuations.

sont accentuées ou atténuées en fonction de l'amplitude des fluctuations haute fréquence et de leur position dans un cycle de fluctuation basse fréquence. Par conséquent, il est opportun de travailler avec des zones, qui couvrent l'intervalle où les surfaces se répètent, plutôt qu'avec des limites uniques (Fig. 4.3). Un groupe de SB définit une zone de limites de séquence (sequence-boundary zone, SBZ). Un groupe de TS correspond à une zone de surfaces de transgression (transgressive-surface zone, TSZ). Enfin, un groupe de MFS coïncide avec une zone de surfaces d'inondation maximale (maximum-flooding zone, MFZ).

## 4.2 SÉQUENCES DE DÉPÔT

### 4.2.1 Séquences de dépôt du Kimméridgien du Jura central

L'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des bancs (et/ou des séquences de dépôt de haute fréquence), et des caractéristiques sédimentologiques des surfaces de discontinuités, définissent quatre types de séquences de dépôt, qui sont comparables aux séquences élémentaires, de court terme, de moyen terme et de long terme décrites dans PASQUIER & STRASSER (1997) (Chap. 4.1.5).

### Critères d'identification des séquences de dépôt

Un exemple tiré de la coupe des Gorges du Pichoux illustre parfaitement la méthode employée pour identifier les différents types de séquences de dépôt observées dans le cadre de cette étude (Fig. 4.2).

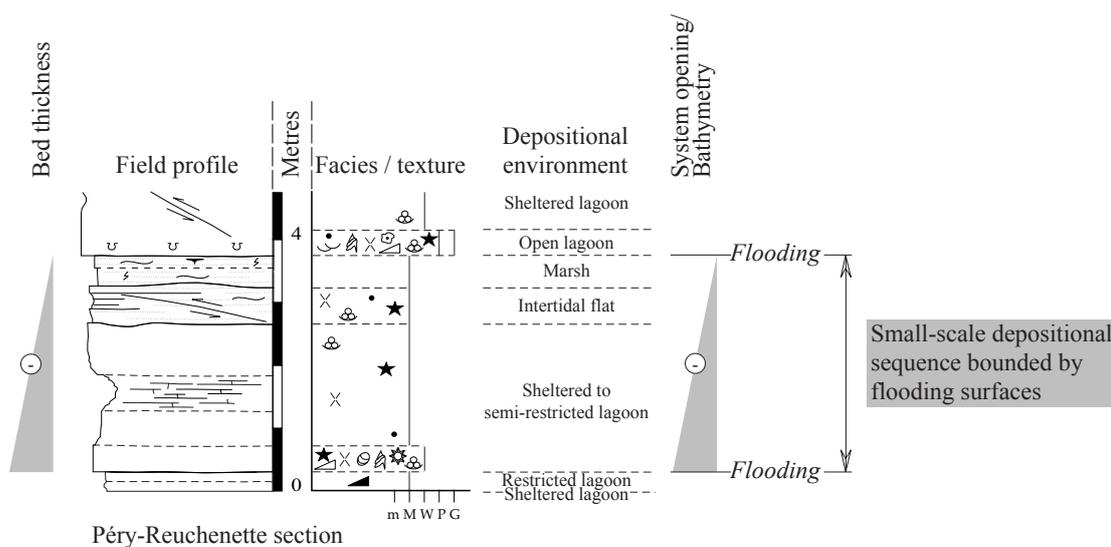
Les variations verticales de l'épaisseur des bancs définissent trois séquences de long terme (large-scale sequences). En supposant que les variations de l'épaisseur des bancs traduisent approximativement les fluctuations du niveau marin relatif, les limites de séquences de long terme coïncident avec les bancs les moins épais. Inversement, les dépôts d'inondations maximales correspondent aux bancs les plus épais. Néanmoins, la relation entre les variations de l'épaisseur des bancs et celles de l'espace disponible est à utiliser avec précaution. En effet, l'enregistrement sédimentaire ne dépend pas uniquement des variations de l'espace disponible, mais également des variations du taux d'accumulation des sédiments. Par ailleurs, ce principe suppose que les bancs représentent tous la même durée de temps, ce qui n'est pas toujours vrai. L'asymétrie des séquences de long terme, qui présentent un dépôt transgressif beaucoup plus développé que le dépôt de haut niveau, semble

cohérente avec l'augmentation du niveau marin de deuxième ordre, qui caractérise le Kimméridgien inférieur (HARDENBOL et al., 1998) (Chap. 1, Fig. 1.5).

Les séquences de long terme sont composées de deux ou trois séquences de moyen terme (medium-scale sequences). Un nombre important d'échantillons (entre 1 et 2 échantillons par mètre) permet une étude très détaillée des faciès et des microfaciès, qui sont interprétés en environnements de dépôt d'après le modèle de plate-forme présenté dans le chapitre 2 (Fig. 2.5, 2.6). La séquence de moyen terme 4 (Fig. 4.2) est définie entre deux limites de séquences (SB), qui sont indiquées par les bancs les moins épais et les environnements de dépôt les moins profonds (ou les plus restreints). Le dépôt de bas niveau et/ou du début de la transgression (LD-eTD) est représenté par des bancs fins, laminés, et qui contiennent de nombreuses structures de dessiccation (circum-granular cracks, fentes de dessiccation et bird's-eyes). Les galets noirs indiquent la proximité de terres émergées, et les indices de remaniement, comme les lithoclastes, les bases de banc ondulées, et le mélange de bioclastes d'eau douce (oogones de charophytes) et marins, traduisent les transgressions de haute fréquence qui se superposent au bas niveau de moyen terme. Les serpules signalent un taux de sédimentation réduit, qui est caractéristique des périodes de bas niveau marin et du début de transgression dans les environnements de plate-forme peu profonde (KENDALL & SCHLAGER, 1981). La surface de transgression (TS) coïncide avec des bancs plus épais, un changement de texture (de wackestone à

packstone), et une plus grande diversité de bioclastes, qui traduisent un déplacement des environnements de dépôt vers la mer ouverte (augmentation de l'espace disponible et de l'hydrodynamisme, salinité normale). Le dépôt transgressif est composé de bancs moyennement épais et d'environnements de dépôt globalement subtidaux. Les bancs à galets noirs, avec ou sans charophytes, sont interprétés comme des milieux de replat de marée supratidaux, et indiquent les chutes du niveau marin relatif de haute fréquence, qui correspondent aux SB des séquences de court terme 15 et 16 (small-scale sequences). Chacune de ces séquences constitue également un motif thickening- et thinning-up, et globalement deepening- et shallowing-up. Le dépôt d'inondation maximale (MFD) de la séquence de moyen terme 4 correspond aux bancs les plus épais. La base du MFD coïncide avec la TS de la séquence de court terme 17, qui est indiquée par un banc particulièrement riche en brachiopodes (entre Pi 92 et Pi 93), par un mélange de bioclastes marins et d'eau douce (Pi 93), et par un changement de texture (de wackestone-packstone à mudstone), qui traduit une diminution de l'hydrodynamisme probablement liée à l'augmentation de la tranche d'eau. Le dépôt de haut niveau (HD) est formé de bancs de moins en moins épais.

Ce type de raisonnement présenté en détail pour la séquence de moyen terme 4 de la coupe des Gorges du Pichoux s'applique à l'ensemble des séquences de dépôt observé dans les coupes du Jura central.



**Fig. 4.5:** Thinning- and shallowing-up small-scale depositional sequence bounded by flooding surfaces. This type of small-scale depositional sequence are among the most common ones in the Kimmeridgian of the central Swiss Jura.

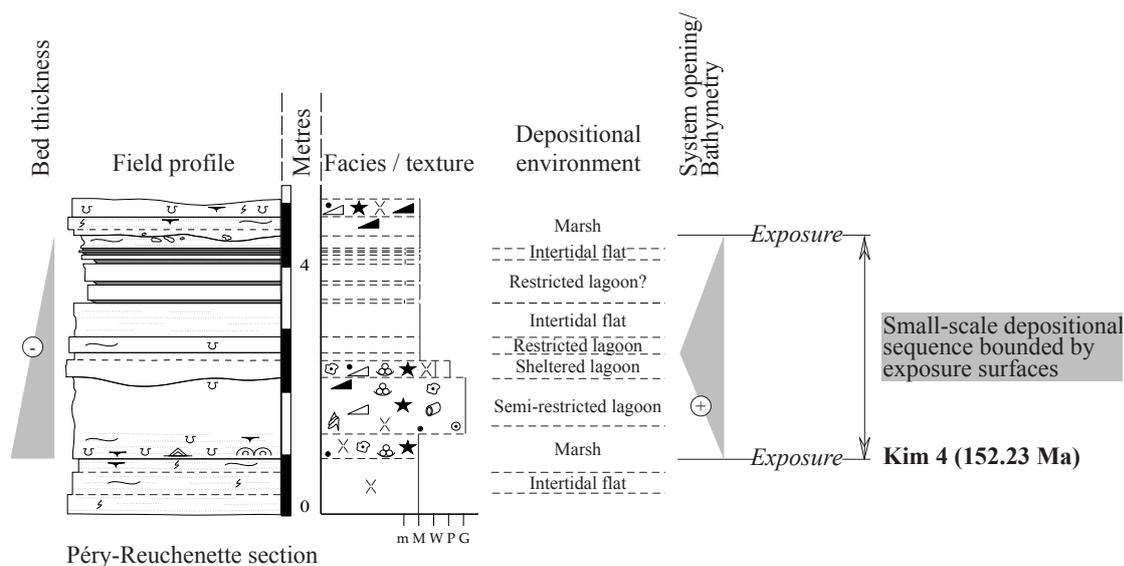
### Séquences élémentaires

L'évolution verticale des faciès sédimentaires à l'intérieur d'une séquence de court terme peut être composée de plusieurs motifs *deepening-* et *shallowing-up* et/ou *shallowing-up* (Fig. 4.4), qui s'expliquent par des phénomènes autocycliques ou par des fluctuations du niveau marin relatif de haute fréquence. Ces deux types de séquences sont difficiles à distinguer, même en corrélant plusieurs coupes. En effet, les séquences élémentaires apparaissent de préférence quand une chute globale du niveau marin relatif crée une tranche d'eau si faible que la plus petite fluctuation du niveau marin entraîne un contraste de faciès. Cependant, leur potentiel de préservation est dans ce cas particulièrement faible, les diminutions du niveau marin relatif de haute fréquence étant accentuées par la chute globale (STRASSER et al., 1999). Par conséquent, les séquences élémentaires n'ont pas forcément d'équivalent latéral et sont très difficiles à corréler. Dans le Kimméridgien du Jura central, les séquences élémentaires affleurent rarement de manière distincte. L'espace disponible semble globalement trop important pour qu'elles développent des limites remarquables. Elles apparaissent quand l'espace disponible est réduit c'est-à-dire à proximité de la limite supérieure de la première séquence de long terme (mètres 55 à 57 dans les Gorges du Pichoux, Fig. 4.12b, mètre 63 dans les Gorges de Court, Fig. 4.14b, et mètres 70 à 71 à Péry-Reuchenette, Fig. 4.17c) ou à proximité de la limite supérieure de la deuxième séquence de long terme (mètre 92 et mètre 99 à

Péry-Reuchenette, Fig. 4.17c). Il s'agit de séquences *shallowing-up* d'un demi-mètre à 2 mètres d'épaisseur composées de 1 à 7 bancs très minces (Fig. 4.4). Les limites de bancs correspondent généralement à des changements de faciès, et plus rarement à des changements de lithologie. Leur origine peut être variable (EINSELE et al., 1991), et généralement difficile à définir avec certitude. Les séquences élémentaires identifiables sont plus nombreuses dans la coupe de Péry-Reuchenette, qui est la plus distale des coupes du Jura. Leur présence en grand nombre par rapport aux deux autres coupes indique que la tranche d'eau était globalement plus faible à proximité de la bordure de la plate-forme que dans les régions plus internes (probablement en conséquence de mouvements tectoniques, Chap. 5.1.2).

### Séquences de court terme

L'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des bancs et des surfaces de discontinuités définissent plusieurs types de séquences de dépôt de court terme. Dans le Kimméridgien du Jura central, les séquences de court terme mesurent entre un demi-mètre et quinze mètres d'épaisseur, et sont composées de 1 à 9 bancs d'épaisseur variable. Elles sont en majeure partie limitées à la base et au sommet par des surfaces d'inondation. Deux types dominant. Le premier type se caractérise par des environnements de dépôt de moins en moins profonds (ou de plus en plus restreints) et des bancs de moins en moins épais, qui suggèrent



**Fig. 4.6:** Small-scale depositional sequence bounded by exposure surfaces. Small-scale depositional sequence bounded by exposures appear close to the sequence boundaries of long-term depositional sequences, like Kim 3 and Kim 4.

une diminution de l'espace disponible (Fig. 4.5). Leur apparition semble indépendante de leur position à l'intérieur d'une séquence de dépôt de moyen terme ou de long terme. Le deuxième type comprend dans sa partie inférieure des bancs de plus en plus épais associés à des milieux de dépôt de plus en plus ouverts et dans sa partie supérieure des bancs de plus en plus minces associés à des environnements de dépôt de plus en plus restreints (ou de moins en moins profonds) (Fig. 4.4). Ce type de séquences de court terme apparaît préférentiellement dans les dépôts transgressifs ou d'inondation maximale des séquences de moyen terme, quand la création d'espace disponible est importante.

Les séquences de court terme limitées par des surfaces d'émersion sont rares (Fig. 4.6). Ce troisième type de séquences de court terme est généralement composé de bancs de plus en plus minces associés à des milieux d'abord de plus en plus ouverts puis de plus en plus restreints. Elles se développent préférentiellement au sommet des séquences de long terme (p. ex. Kim 3 et Kim 4, Fig. 4.17b et 4.17c).

Les séquences de court terme limitées par des surfaces de non-dépôt (hard-grounds) sont minoritaires. Leur présence paraît indépendante de leur position à l'intérieur d'une séquence de dépôt de moyen terme ou de long terme.

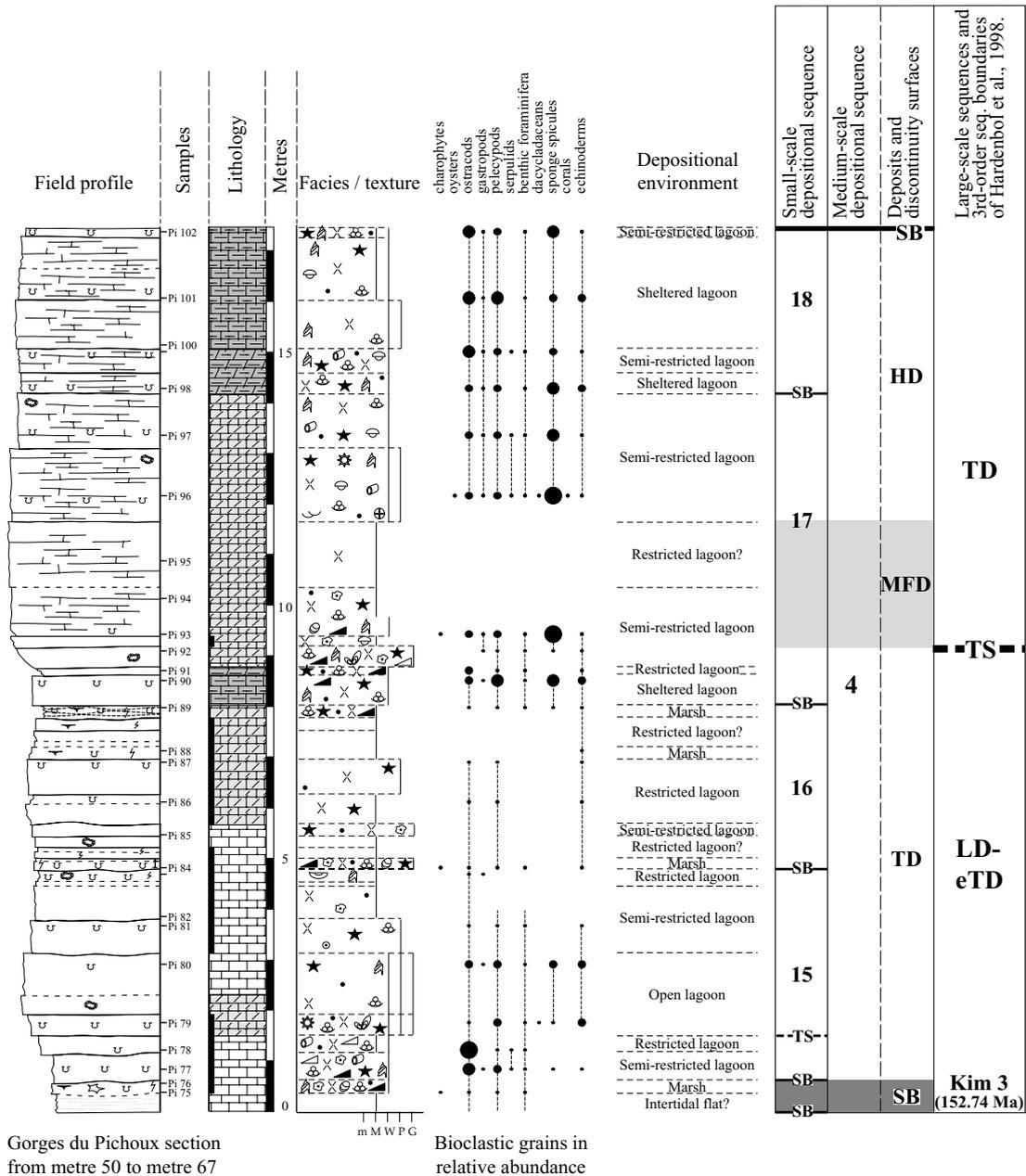
#### *Séquences de moyen terme*

L'évolution au cours du temps de l'épaisseur des bancs et des faciès sédimentaires définit plusieurs types de séquences de moyen terme. Les caractéristiques sédimentologiques de ces séquences dépendent principalement de leur position à l'intérieur d'une séquence de dépôt de long terme.

Le dépôt de bas niveau et/ou du début de la transgression (LD-eTD) et la partie inférieure du dépôt transgressif (TD) des séquences de long terme correspondent à une séquence de moyen terme thickening- et deepening-up (1<sup>ère</sup>, 4<sup>ème</sup>, 6<sup>ème</sup> séquence de moyen terme dans les Gorges du Pichoux et de Court; 6<sup>ème</sup> séquence de moyen terme à Péry-Reuchenette). Dans ce cas, la base du dépôt d'inondation maximale de la séquence de moyen terme coïncide avec la surface de transgression de la séquence de long terme (Fig. 4.7). Le début du maximum d'inondation de la première, de la quatrième et de la sixième séquence de moyen terme dans les Gorges du Pichoux (mètre 19, Fig. 4.12a; mètre 59, Fig. 4.12b et mètre 97, Fig.

4.12c) et de Court (mètre 33, Fig. 4.14a; mètre 65, Fig. 4.14b et mètre 85, Fig. 4.14c) coïncide avec la surface de transgression de la première, de la deuxième et de la troisième séquence de long terme. Par conséquent, le maximum d'inondation de ce type de séquence de moyen terme se distingue par une grande quantité de terrigènes qui sont remobilisés par la transgression de long terme, par de nombreux bivalves, brachiopodes, spicules d'éponges et échinodermes, et par des microencroûteurs (4<sup>ème</sup> séquence de moyen terme dans les Gorges de Court, Fig. 4.14b, et 6<sup>ème</sup> séquence de moyen terme à Péry-Reuchenette, Fig. 4.17c et 4.17d), qui profitent vraisemblablement de l'augmentation de la quantité de nutriments, liée à l'apport accru de terrigènes, pour se développer (NEUWEILER et al., 1996; DUPRAZ & STRASSER, 1998). Le TD des séquences de moyen terme thickening- et deepening-up correspond à des calcaires finement stratifiés, qui sont caractéristiques d'environnements proches de l'émersion (Fig. 4.7). En effet, dans le LD-eTD des séquences de long terme, la création d'espace disponible liée à la transgression de moyen terme est encore faible. Les bancs épais et les environnements de dépôt ouverts apparaissent uniquement suite à l'inondation maximale de moyen terme.

Par ailleurs, le TD des séquences de moyen terme 4 et 6 est en partie dolomitisé (Fig. 4.12b, 4.12c, 4.14c, 4.17b et c). Dans le Kimméridgien du Jura central, le modèle de reflux est une explication possible à la dolomitisation (Chap. 2.4). L'évaporation de l'eau de mer, qui est favorisée par la faible circulation de l'eau dans les environnements restreints, et par l'aridité, qui peut être saisonnière, entraîne une augmentation de la salinité à l'intérieur de la plate-forme. L'eau de mer hypersaline, qui est plus dense, tend à s'écouler par gravité vers les régions les plus profondes de la plate-forme. Les tempêtes et les marées de vives-eaux favorisent son infiltration dans les sédiments sous-jacents, où se forme la dolomie (ADAMS & RHODE, 1960; SUN, 1994). Ce modèle a récemment été appliqué aux Calcaires de Gibraltar, où la dolomie apparaît dans des faciès d'environnements marins restreints et sans évaporite (QING et al., 2001). Par ailleurs, la dolomitisation la plus intense est observée à la fin du dépôt de haut niveau et dans le dépôt de bas niveau des cycles de variation du niveau marin relatif de basse fréquence, qui composent la base des Calcaires de Gibraltar (BOSENCE et al., 2000; QING et al., 2001). Le reflux serait entraîné par les fluctuations du niveau marin relatif de haute fréquence superposées à la chute de basse fréquence. Enfin, SUN (1994) montre que les périodes de transgression globale et de green house



**Fig. 4.7:** Thickening- and deepening medium-scale depositional sequence. Such sequences appear in the LD-eTD and the beginning of the TD of long-term sequences. The lowstand deposit of the medium-scale sequence is characterized by thinly bedded and partly dolomitic limestones, which represent depositional environments close to subaerial exposure. The accommodation resulting from the medium-scale transgression is insufficient for the sedimentation restart. The base of the maximum-flooding deposit corresponds to the transgressive surface of the long-term sequence. Thick beds, open-marine depositional environments, abundant bivalves, brachiopods, and sponge spicules indicate the maximum-flooding deposit.

favorisent la dolomitisation par reflux. Le niveau de la mer est généralement haut et fluctue faiblement. Le développement de plates-formes carbonatées très peu profondes et particulièrement étendues est favorisé. Elles se distinguent par l'absence de bordure et d'indice d'émersion de longue durée. Le faciès, le style de plate-forme, le contexte global (transgression et green house) et local (superposition de fluctuations du niveau marin relatif de haute fréquence sur une diminution

de basse fréquence) sont également valables pour les séquences de moyen terme 4 et 6 du Kimméridgien du Jura central. Par conséquent, le modèle de reflux est un candidat sérieux pour expliquer la dolomitisation caractéristique des dépôts transgressifs des séquences de moyen terme 4 et 6, qui forment les dépôts de bas niveau et du début de la transgression de la deuxième et de la troisième séquence de long terme. Cette solution est d'autant plus valable que les séquences de moyen

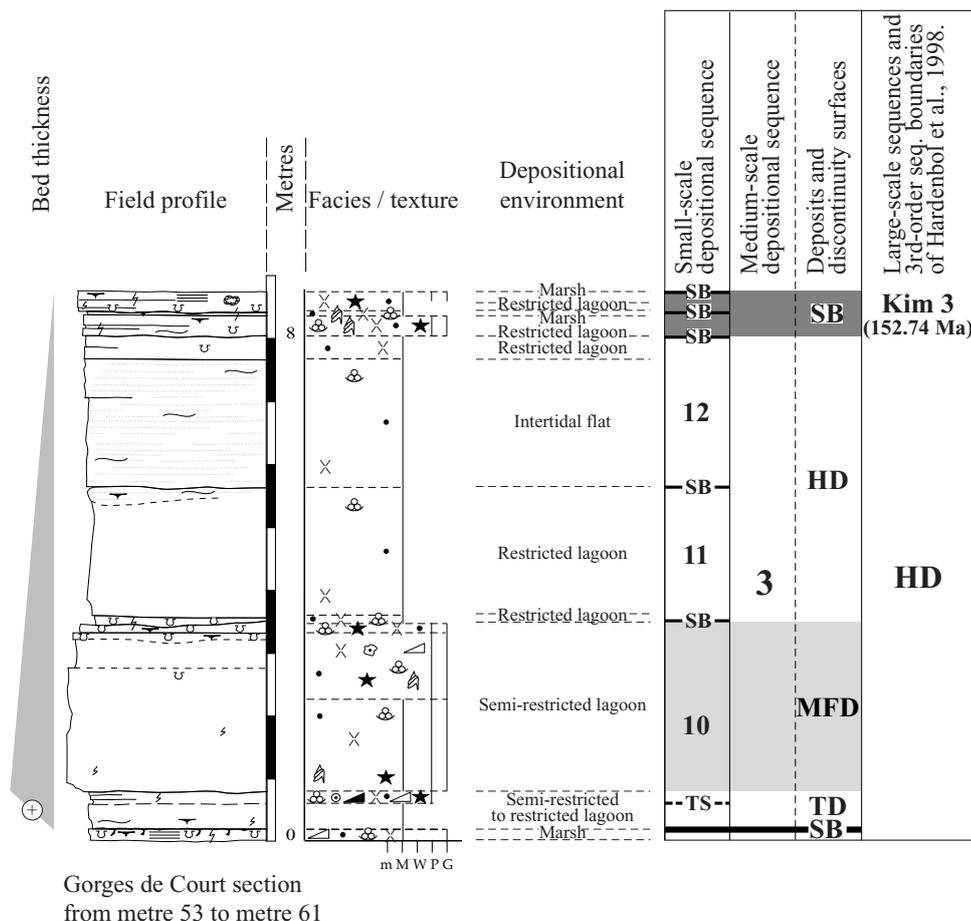
terme 4 et 6 sont situées entre la limite supérieure de la première séquence de long terme, où une diminution particulièrement importante de l'espace disponible a pu favoriser la restriction des environnements et l'augmentation de la salinité de l'eau, et l'inondation de second ordre du Kimméridgien supérieur, qui a pu favoriser l'infiltration des eaux hypersalines dans les sédiments sous-jacents en accentuant les inondations de haute fréquence.

Les dépôts de haut niveau (HD) des séquences de long terme se distinguent par des séquences de moyen terme thinning- et shallowing-up (5<sup>ème</sup> séquence de moyen terme dans les Gorges du Pichoux, Fig. 4.12c, et 3<sup>ème</sup> séquence de moyen terme dans les Gorges de Court, Fig. 4.8).

*Séquences de long terme*

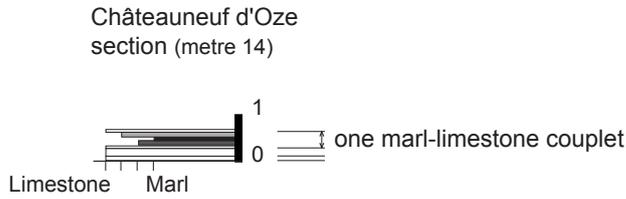
Le dépôt de bas niveau et/ou du début de la transgression (LD-eTD) et la partie inférieure du dépôt transgressif (TD) d'une séquence de long terme sont

généralement composés d'une séquence de moyen terme thickening- et deepening-up (Fig. 4.7). La surface de transgression (TS) de la séquence de long terme correspond à la base du dépôt d'inondation maximale (MFD) de la séquence de moyen terme. Le dépôt transgressif (TD) d'une séquence de long terme se distingue par une grande quantité de terrigènes (quartz et argiles) et une intense bioturbation, qui reflètent vraisemblablement une faible production de carbonates. La base du dépôt d'inondation maximale (MFD) d'une séquence de long terme coïncide généralement avec une surface de transgression de moyen terme. Le dépôt d'inondation maximale (MFD) est composé des séquences de court terme les plus épaisses et des environnements de dépôt les plus ouverts, qui indiquent le maximum d'espace disponible. Il s'agit parfois de calcaires argileux et riches en quartz, bivalves, brachiopodes et spicules d'éponges (mètres 30 à 38 dans les Gorges du Pichoux, Fig. 4.12a et b, mètres 40 à 53 dans les Gorges de Court, Fig. 4.14b, mètres 37 à 50 à Péry-Reuchenette, Fig. 4.17b). En effet, l'inondation maximale entraîne

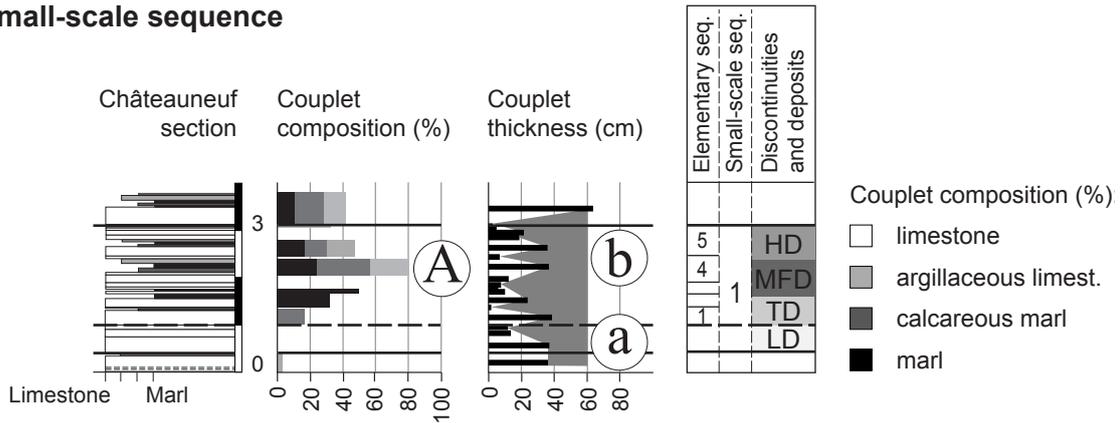


**Fig. 4.8:** Thinning- and shallowing-up medium-scale depositional sequence. This type appears in the highstand deposit of long-term sequences. The thickness of the beds and small-scale sequences decrease with time and the depositional environments are more and more proximal, implying loss of accommodation.

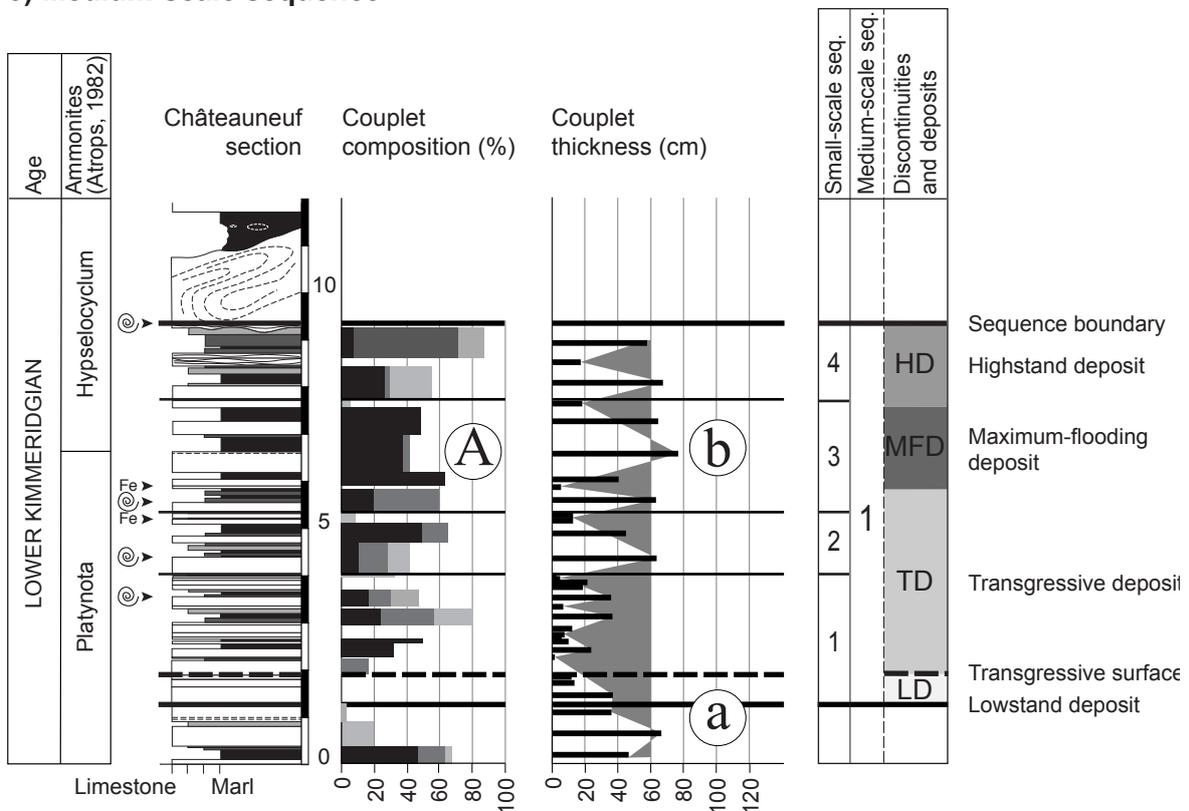
### 1) Elementary sequences



### 2) Small-scale sequence



### 3) Medium-scale sequence



**Fig. 4.9:** Different types of sequences observed in intervals dominated by limestones or equally composed of limestones and marls, in the Vocontian Basin sections. Small-scale and medium-scale sequences are similar. The marl percentage increases to reach its maximum (A) at the maximum-flooding, then decreases towards the sequence boundary. Couplet thicknesses are maximal during the lowstand deposit (a) and the maximum-flooding deposit (b).

le remaniement des sédiments fins relativement riches en siliciclastiques piégés dans les régions les plus proximales de la plate-forme. L'apport important de nutriments associé à l'apport accru de matériel terrigène entraîne une eutrophisation des environnements de dépôt qui favorise le développement des brachiopodes, des bivalves et des éponges, aux dépens des organismes oligotrophes. Le dépôt de haut niveau (HD) des séquences de long terme se caractérise par des environnements de plus en plus restreints, par des émergences de plus en plus fréquentes au sommet des séquences de court terme, et par une diminution de l'épaisseur des séquences de court terme (Fig. 4.8).

#### 4.2.2 Séquences de dépôt du Kimméridgien du Bassin vocontien

L'expression des séquences de dépôt des coupes du Bassin vocontien dépend principalement de l'évolution au cours du temps de la composition et de l'épaisseur des alternances marnes-calcaires. Compte tenu de ces deux paramètres, trois périodes sont définies. La partie inférieure des coupes, jusque dans la partie supérieure d'Hippolytense (séquences de moyen terme 1, 4.19a', 4.21a, 4.23a et b), et la partie supérieure des coupes, qui comprend les séquences de moyen terme 5 et 6, sont dominées par les calcaires. La sous-zone à Lothari est composée en partie égale de calcaires et de marnes (séquence de moyen terme 2). Les séquences de moyen terme 3 et 4 sont condensées (intervalle dominé par les marnes et d'épaisseur réduite).

*Signification des variations du rapport marnes sur calcaires et des variations de l'épaisseur des alternances*

Dans un premier temps, le rapport marnes sur calcaires et l'épaisseur de chaque alternance ont été calculées pour contraindre l'interprétation séquentielle. Ces variables, prises indépendamment ou combinées, constituent en définitive une approche originale dans un essai de compréhension des facteurs qui contrôlent les dépôts du Bassin vocontien pendant le Kimméridgien (Chap. 5.3).

Les alternances marnes-calcaires résultent des variations de la composition des sédiments entre un pôle marneux et un pôle calcaire. Les variations du rapport marnes sur calcaires traduisent les variations de la composition des dépôts. Par ailleurs, les variations de l'épaisseur des alternances rendent compte du «stacking pattern». Par conséquent, les variations

du rapport marnes sur calcaires et les variations de l'épaisseur des alternances traduisent les différents ordres de cyclicité à l'origine des dépôts observés.

L'alternance marnes-calcaires est l'unité de base des calculs, qui sont fondés sur deux hypothèses:

- une alternance débute à la base d'un banc calcaire et se termine à la base du banc calcaire suivant (Fig. 4.9).
- deux bancs calcaires amalgamés représentent deux alternances.

Le détail des calculs est donné en annexe (Annex 2, 3 et 4). Cinq lithologies ont été définies dans la coupe de Crussol, quatre dans les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge (Fig. 4.10). Chaque lithologie traduit un stade intermédiaire entre un pôle marneux et un pôle calcaire (Chap. 3, Fig. 3.2). Les variations du rapport marnes sur calcaires reflètent, en définitive, la contribution de chaque lithologie dans la composition d'une alternance marnes-calcaires, qui est représentée dans le dessin des coupes par un niveau de gris (Fig. 4.9).

*Séquences de dépôt dans les intervalles dominés par les calcaires ou composés en parties égales de calcaires et de marnes*

Dans les intervalles dominés par les calcaires ou composés en parties égales de calcaires et de marnes, les séquences de moyen terme mesurent 10 à 20 mètres d'épaisseur et comprennent en moyenne 4 à 5 séquences de court terme, qui sont le plus souvent formées de 4 à 5 alternances marnes-calcaires ou séquences élémentaires. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts et des surfaces de discontinuités des séquences de court terme et de moyen terme sont identiques (Fig. 4.9). Le dépôt de bas niveau (LD) se distingue par un rapport marnes sur calcaires faible et par des alternances relativement épaisses (maximum a). La surface de transgression (TS) est indiquée par une première augmentation du rapport marnes sur calcaires (augmentation de la quantité d'argiles ou diminution de la quantité de carbonates). Le dépôt d'inondation maximum (MFD) se distingue par un rapport marnes sur calcaires élevé (maximum A) et par des alternances relativement épaisses (maximum b). Le dépôt de haut niveau (HD) coïncide avec une diminution du rapport marnes sur calcaires et de l'épaisseur des alternances. L'interprétation des séquences de court et de moyen terme du Bassin vocontien, en termes de productivité et

**SEDIMENTARY STRUCTURES**

-  laminated limestone
-  nodular limestone
-  chalky limestone
-  slump
-  tectonic fracturation
-  clear boundary
-  vague boundary
-  firm-, hardground
-  hardground with perforation
-  calcrete

**Biogenic structures**

-  planar stromatolite
-  weakly columnar stromatolite
-  undifferentiated bioturbation
-  worm tube
-  geode

**Hydraulic structures**

-  cross stratification
-  current ripple
-  keystone vugs
-  planar bedding
-  normal graded bedding

**Desiccation structures**

-  bird's eyes
-  tepee
-  circum-granular crack
-  evaporite pseudomorph
-  desiccation crack
-  multicolored breccia

**CYCLO- & SEQUENCE STRATIGRAPHY**

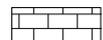
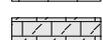
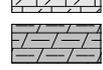
-  sequence boundary
-  sequence-boundary zone
-  lowstand to early transgressive deposit
-  transgressive surface
-  transgressive deposit
-  highstand deposit
-  maximum-flooding deposit

**LITHOLOGY**

**Crussol section**

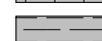
-  marl
-  marl with lenses of limestone
-  limestone with thick argillaceous layers
-  limestone with thin argillaceous layers
-  limestone

**Pichoux, Court and Reuchenette section**

-  limestone
-  dolomitic limestone
-  argillaceous and dolomitic limestone

**Châteauneuf and la Méouge section**

-  marl (m)
-  calcareous marl (cm)
-  argillaceous limestone (al)
-  limestone (l)

-  argillaceous limestone
-  marl
-  dark limestone

**CARBONATE & NON-CARBONATE GRAINS**

**Skeletal grains**

-  charophyte
-  oyster
-  gastropod
-  undifferentiated bioclast
-  serpulid
-  undifferentiated benthic foraminifer
-  undifferentiated green alga
-  *Marinella*
-  *Cladocoropsis*
-  *Nerinea*
-  coral
-  ostracod

-  brachiopod
-  echinoderm in general
-  crinoid
-  ammonite

**Non-skeletal grains**

-  peloid
-  oncolid
-  ooid
-  grapestone
-  black pebble
-  lithoclast
-  coal
-  Fe nodule of pyrite (basinal section)

**RELATIVE ABUNDANCE**

-  present
-  common
-  abundant
-  very abundant

**TEXTURE**

-  m marl
-  M mudstone
-  W wackestone
-  P packstone
-  G grainstone

Fig. 4.10: Legend of the studied sections.

d'exportation des carbonates depuis les plates-formes peu profondes voisines, sera discutée ultérieurement (Chap. 10).

#### *Séquences de dépôt dans les intervalles condensés*

Les séquences de moyen terme dans les intervalles condensés de long terme mesurent 2 à 4 mètres d'épaisseur. Leur épaisseur est équivalente à celle des séquences de court terme qui composent les séquences de moyen terme dans les intervalles dominés par les calcaires ou composées en parties égales de marnes et de calcaires. Dans les intervalles condensés, les séquences de court terme sont généralement difficiles à identifier. Seules les séquences de moyen terme 3 et 4 de la coupe de Crussol présentent 4 séquences de court terme distinctes qui sont composées en moyenne de deux à trois alternances (Fig. 4.19b'). Les séquences de moyen terme des intervalles condensés se distinguent par une forte proportion de marnes, des calcaires noduleux (bancs calcaires minces et intensément bioturbés) et une grande quantité de pyrite et d'ammonites. Leur dépôt de bas niveau (LD) se compose de bancs calcaires de plus en plus minces et d'interbancs marneux de plus en plus épais. Leur dépôt transgressif (TD) est condensé. Le dépôt d'inondation maximale (MFD) correspond au rapport marnes sur calcaires le plus haut. A l'inverse du dépôt de bas niveau, le dépôt de haut niveau (HD) se distingue par des bancs calcaires de plus en plus épais et des interbancs marneux de plus en plus minces.

### **4.3 INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU JURA CENTRAL**

#### *Méthodologie*

Chaque coupe est représentée de manière identique. Les structures sédimentaires, la lithologie, la texture et le contenu en éléments figurés résultent de l'observation faite sur le terrain et de l'étude détaillée des tranches et des lames minces. La quantité relative de chaque grain, estimée au microscope polarisant et représentée par des points de taille variable (Fig. 4.10), met en évidence les différences, parfois minimes, qui existent entre deux échantillons. L'objectif utilisé pour compter dépend de la taille des composants des sédiments étudiés (néritiques, hémipélagiques et pélagiques). Les quantités relatives ont été calculées à partir de l'objectif x4 sur la plate-forme et de l'objectif x10 dans le bassin. Un grain est:

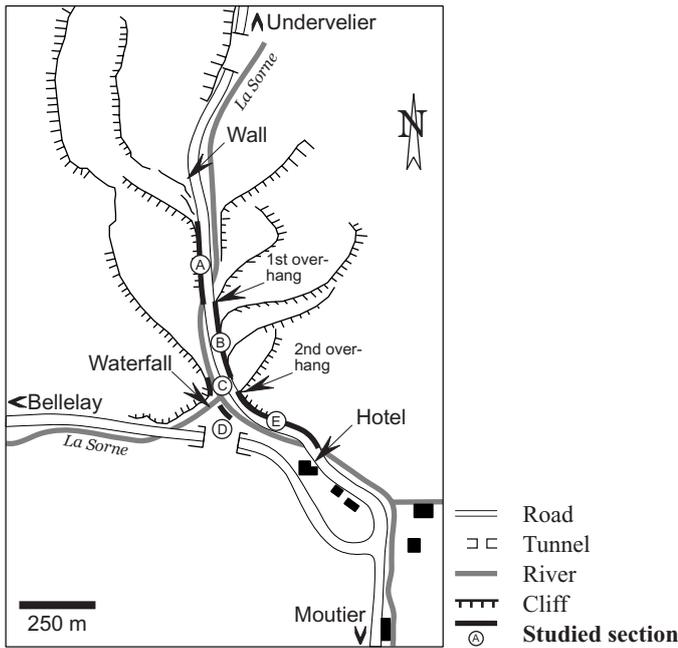
- présent quand il apparaît au minimum une fois sur la surface totale de la lame,
- commun quand il apparaît au moins une fois dans chaque cercle équivalent à la surface de la lame couverte par l'objectif x4 ou x10,
- abondant quand il apparaît au minimum deux fois dans chaque cercle,
- très abondant quand le chiffre atteint dans chaque cercle est supérieur à deux.

La quantité de quartz est le plus souvent inférieure à 1 %. Le quartz est par conséquent représenté en quantités relatives.

La pyrite résulte souvent de la dégradation anaérobie de la matière organique par les bactéries (JØRGENSEN, 1983; PITTET, 1996), et représente des environnements riches en matière organique et réducteurs. Il est par conséquent important pour les reconstructions paléoenvironnementales de distinguer la pyrite non-oxydée des autres minéraux ferrières. En l'occurrence, cette distinction n'a pas été faite. Les quantités relatives reportées dans la colonne "Fe" concernent l'ensemble de ces minéraux (tâches opaques noires et brunes, et traînées translucides de couleur brune).

Des informations concernant le pourcentage de marnes et l'épaisseur des alternances marnes-calcaires sont apportées, en complément du faciès et du microfaciès, pour les coupes étudiées dans le Bassin vocontien (Chap. 4.4).

L'interprétation sédimentologique des faciès et microfaciès en environnements de dépôt et l'interprétation séquentielle des coupes sont entièrement dépendantes de ces observations et figurent à droite de chaque page. L'interprétation séquentielle est décrite pour chaque coupe séparément. Cependant, elle tient compte de l'ensemble des corrélations qui ont été faites et qui seront présentées par ailleurs (Chap. 5). Les séquences de moyen terme et de long terme sont décrites en détail. Kim 1, Kim 2, Kim 3, Kim 4 et Kim 5 indiquent les limites de séquences de moyen terme qui sont, conformément aux arguments présentés dans le chapitre 6, comparables aux limites de séquences de troisième ordre définies dans le Kimméridgien par HARDENBOL et al. (1998). La numérotation des séquences de court terme des coupes des Gorges de Court et de Péry-Reuchenette résulte des corrélations avec la coupe des Gorges du Pichoux (Chap. 5.1, Fig. 5.2).



**Fig. 4.11:** Location of the Gorges du Pichoux section. Carte Nationale de la Suisse, 1:25 000 n° 1105, Bellelay base: 584.038/236.823 top: 584.138/236.519

### 4.3.1 Les Gorges du Pichoux

La partie inférieure de la coupe des Gorges du Pichoux (Fig. 4.12a et 4.12b, jusqu'au mètre 45) est brièvement décrite dans GYGI (2000).

#### Situation géologique et géographique

La coupe des Gorges du Pichoux (Fig. 4.12a à f, Pl. 9E) est située dans le flanc sud de l'anticlinal du Raimeux (PITTEt, 1996). Elle commence juste après le mur qui protège la route des chutes de pierres, à droite de la route entre Undervelier et Bellelay, 400 mètres environ après la sortie du tunnel (Fig. 4.11), et suit la route du Nord vers le Sud. L'affleurement s'interrompt une première fois à l'endroit où La Sorne passe du côté droit au côté gauche de la route. La première partie de la coupe, A, continue au fond du ruisseau jusqu'à un surplomb. La partie B commence à gauche de la route juste en dessous du surplomb et se prolonge jusqu'à ce que l'affleurement soit à nouveau interrompu. La coupe continue alors à droite de la route, au fond du ruisseau, de part et d'autre de la cascade (tronçons C et D) jusqu'à un autre surplomb. La partie E commence juste en dessous du surplomb à gauche de la route et se poursuit jusqu'à ce que l'affleurement ne soit plus accessible (en face de l'Hôtel de la Couronne). Un banc intensément perforé semblable à celui qui indique la limite entre la Formation de Reuchenette

et le Portlandien (Chap. 1.2.2) se trouve juste au-dessus. Peu après, une lacune d'affleurement suivie de calcaires finement stratifiés, l'un et l'autre comparables aux Marnes à *Exogyra virgula* et aux Calcaires en plaquettes du Portlandien, indiquent le sommet de la Formation de Reuchenette.

#### Description et interprétation sédimentologique

La limite entre le Membre de Sainte-Vèrène et la Formation de Reuchenette (mètre 5) est indiquée par une surface de remaniement (base de banc ondulée et lithoclastes), par un changement de texture (de packstone-grainstone à oôïdes et péloïdes à mudstone), par l'établissement de conditions écologiques plus restreintes et par l'apparition du quartz (Fig. 4.12a). Un banc de calcaire massif relativement riche en *Cladocoropsis mirabilis* et micro-encroûteurs affleure 4 mètres sous cette limite (aux environs de l'échantillon Pi 15).

Juste au-dessus de la base de la Formation de Reuchenette, des bancs d'épaisseur moyenne (de 1 à 2 m) de calcaire massif alternent avec des bancs de calcaire noduleux. L'ensemble est fortement bioturbé, indiquant un taux de sédimentation relativement faible. À 19 m au-dessus de la base de la coupe, un banc épais (6 m) de calcaire massif coïncide avec l'apparition de faciès sédimentaires caractéristiques d'environnements marins plus ouverts. Les surfaces de bancs sont ensuite (du mètre 30 au mètre 38) peu visibles (Fig. 4.12b). La quantité de quartz est plus importante et indique une augmentation des apports terrigènes. L'intervalle compris entre les échantillons Pi 50 et Pi 51 est composé de calcaire argileux de couleur sombre, fortement bioturbé et particulièrement riche en bivalves et brachiopodes. Les premiers faciès de replat de marée apparaissent 46 mètres au-dessus de la base de la coupe.

L'intervalle compris entre les mètres 49 et 58 est en majeure partie composé de bancs calcaires peu épais (de 10 à 50 centimètres d'épaisseur) qui indiquent des émergences fréquentes (bird's eyes, circum-granular cracks et fentes de dessiccation) et la présence aux alentours de terres émergées et d'étendues d'eau douce (galets noirs et charophytes). Le quartz et la dolomie sont abondants. Cette partie de la coupe correspond à Court et à Péry-Reuchenette à des lacunes d'affleurement.

Le banc (entre Pi 92 et Pi 93), qui précède le premier surplomb (Fig. 4.11 et 4.12b), contient une

quantité très importante de brachiopodes et coïncide avec une soudaine ouverture du système sédimentaire. L'inondation de la plate-forme est également indiquée par un mélange de bioclastes d'eau douce (oogones de charophytes) et marins. Les 10 mètres suivants (du mètre 59 au mètre 69) sont composés de calcaire en grande partie argileux et/ou dolomitique, riche en brachiopodes, bivalves et spicules d'éponges, et caractéristique de lagons protégés à semi-restreints (Fig. 4.12c). Ils sont suivis par 12 m de bancs épais de calcaire massif typique de lagons ouverts à semi-restreints. La disparition momentanée du quartz et de la dolomie est cohérente avec un déplacement des environnements de dépôt vers la mer ouverte. Le sommet de cet intervalle (mètre 84) précède 5 m de calcaires stériles finement lités interprétés comme des dépôts de replat de marée.

Les 7 mètres suivants sont composés de calcaire finement stratifié riche en quartz et en dolomie. Les faciès indiquent une très faible tranche d'eau et/ou la proximité de terres émergées, cohérentes avec un retour des milieux de dépôt vers le continent.

Le sommet de cet intervalle (mètre 97) coïncide avec l'unique surface d'érosion observée dans cette étude et le début des grandes falaises calcaires qui forment la partie supérieure de la Formation de Reuchenette (Fig. 4.12d et 4.12e). Ces falaises sont composées de bancs épais de calcaire massif caractéristique d'environnements marins ouverts qui traduisent un déplacement important des milieux de dépôt vers le large (Fig. 4.12d). Cette succession est interrompue par deux bancs de calcaire laminé qui présentent des structures sédimentaires caractéristiques d'environnements proches de l'émersion (entre les mètres 128 et 129). Une vire formée de calcaires argileux particulièrement riches en huîtres noircies précède le dernier surplomb observé dans cette coupe (mètre 136).

La partie E est composée de bancs épais de calcaire massif (Fig. 4.12e). Elle est interrompue par une surface couverte de fer oxydé (mètre 147), facilement identifiable, qui précède trois bancs épais de calcaire riche en nérinées et petits gastéropodes caractéristique de lagons protégés à semi-restreints. Une lacune d'affleurement précède une succession de bancs épais de calcaire massif où les faciès de lagon semi-restreints dominant. Cet intervalle est interrompu au mètre 171 par des faciès de replat de marée (Fig. 4.12f).

### *Interprétation séquentielle*

La limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 5) de la Formation de Reuchenette est indiquée par un changement net de texture et par la présence de dépôts de chenaux tidaux (Fig. 4.12a). Le dépôt de bas niveau de cette séquence correspond à des bancs calcaires, relativement peu épais, en grande partie noduleux et relativement bioturbés. La surface de transgression (mètre 12) coïncide avec un changement de texture, la présence de lithoclastes et de nombreux échinodermes, qui suggèrent une augmentation de l'hydrodynamisme et un déplacement des environnements vers la mer ouverte. Un banc très épais de calcaire massif et des dépôts de lagons protégés (mètres 19 à 22) indiquent le maximum d'inondation de la première séquence de moyen terme.

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme est composée de deux limites de séquence de court terme. Il est en effet difficile de choisir l'une ou l'autre de ces limites, les deux étant de parfaites candidates (faible épaisseur de banc et faciès de milieux proximaux) pour une limite de séquence de moyen terme. La surface de transgression de cette séquence (mètre 30) est représentée par un changement de texture (de mudstone à wackestone-packstone), par une faune relativement diversifiée typique de milieux à salinité normale et par des galets noirs. Le maximum d'inondation (mètres 35 à 38) correspond à des packstones-grainstones, riches en échinodermes et bioturbés, typiques d'un environnement de dépôt marin ouvert et d'un taux de sédimentation faible (Fig. 4.12b). L'ensemble des faciès compris dans la deuxième séquence de moyen terme correspond à des environnements de dépôt relativement ouverts qui indiquent le dépôt d'inondation maximale d'une séquence de long terme.

La limite inférieure de la troisième séquence de moyen terme (mètre 42) correspond à un niveau argileux compris dans des faciès de lagons restreints. Le dépôt d'inondation maximale est indiqué par des dépôts riches en échinodermes et fortement bioturbés, qui sont caractéristiques de milieux lagunaires à salinité normale et protégés de la mer ouverte. Les premiers faciès de replat de marée apparaissent dans le dépôt de haut niveau de cette séquence (mètre 46). Par ailleurs, la troisième séquence de moyen terme est



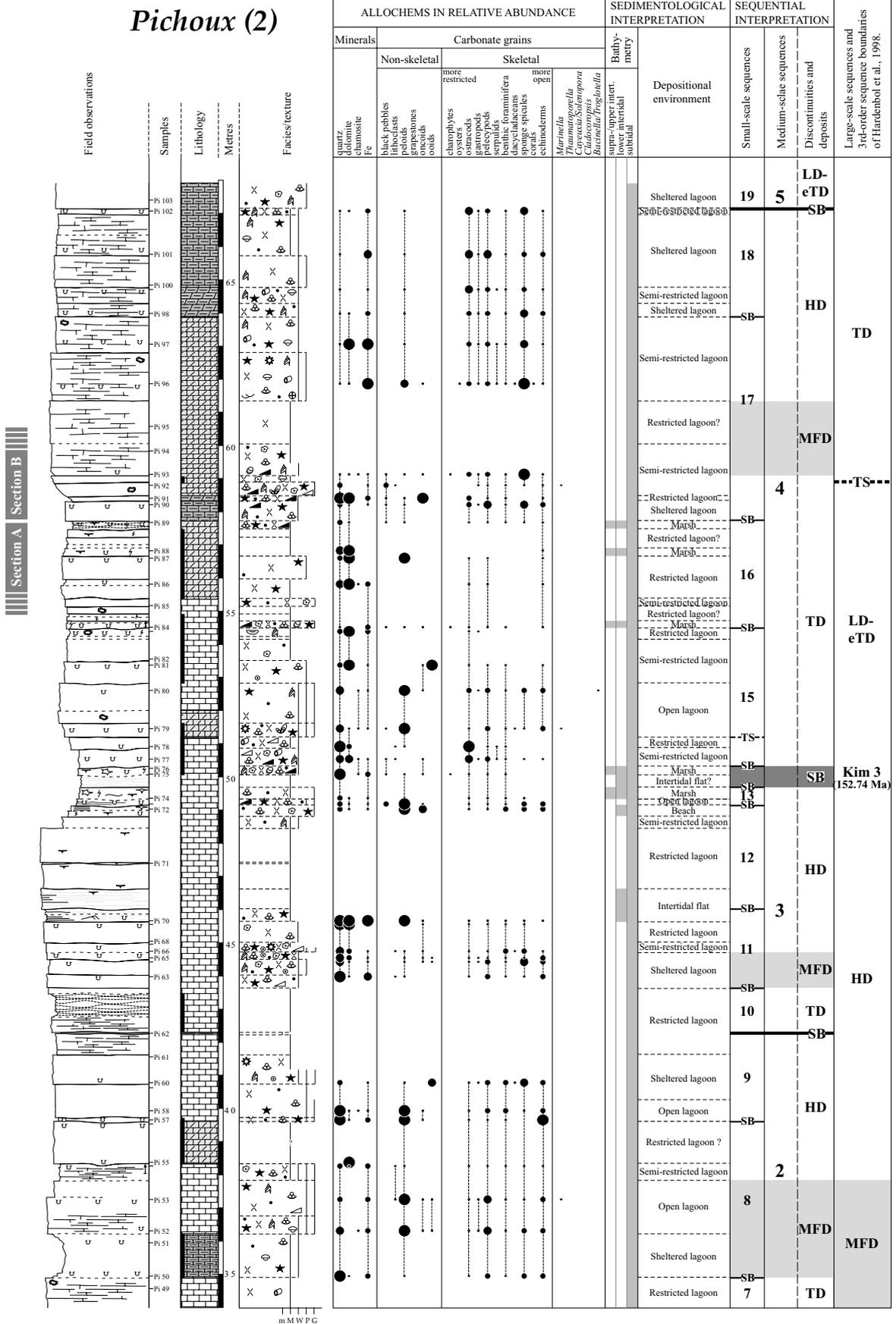


Fig. 4.12b: Gorges du Pichoux section (part 2).

Pichoux (3)



Fig. 4.12c: Gorges du Pichoux section (part 3).

Pichoux (4)

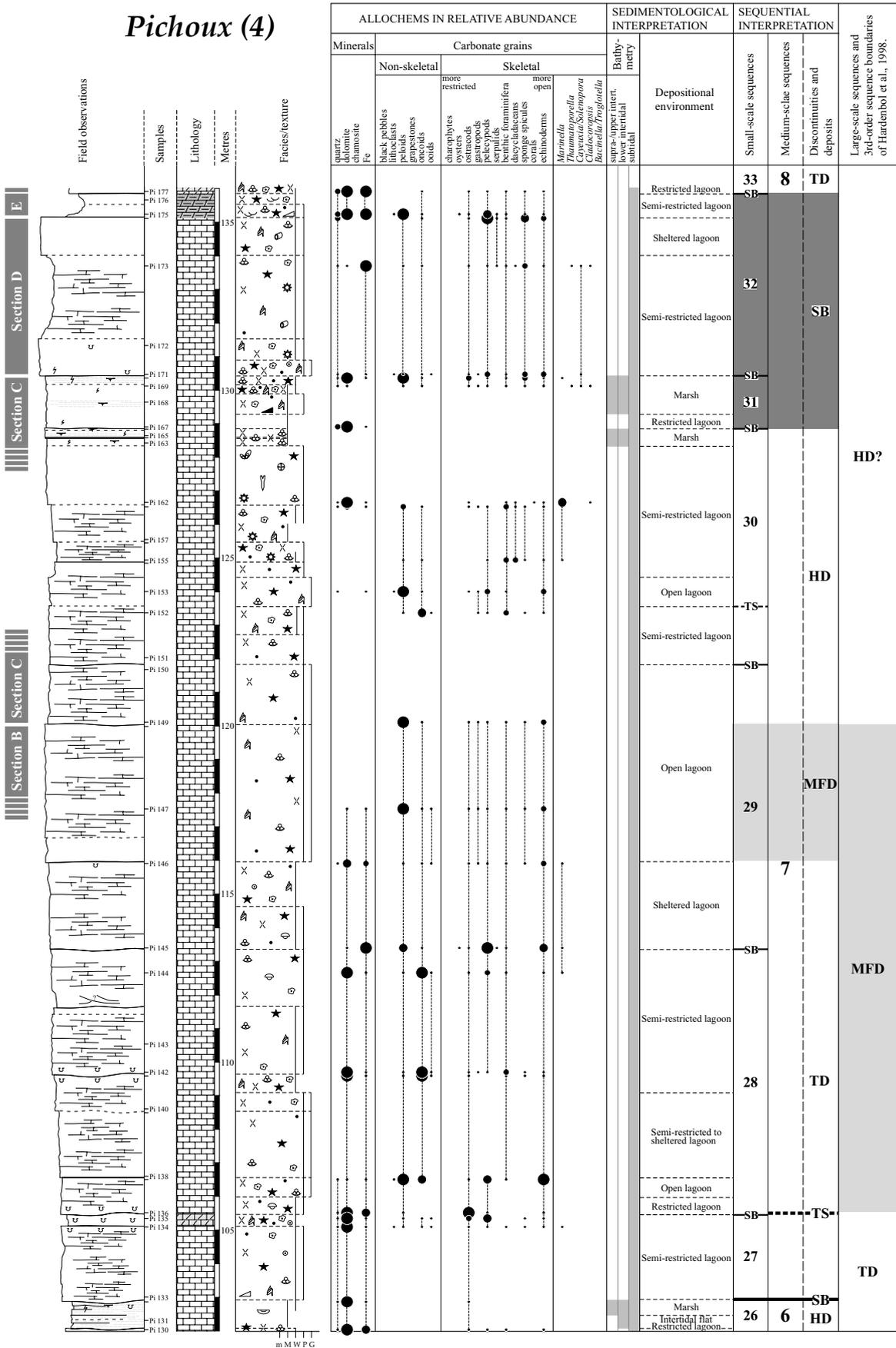


Fig. 4.12d: Gorges du Pichoux section (part 4).

### Pichoux (5)

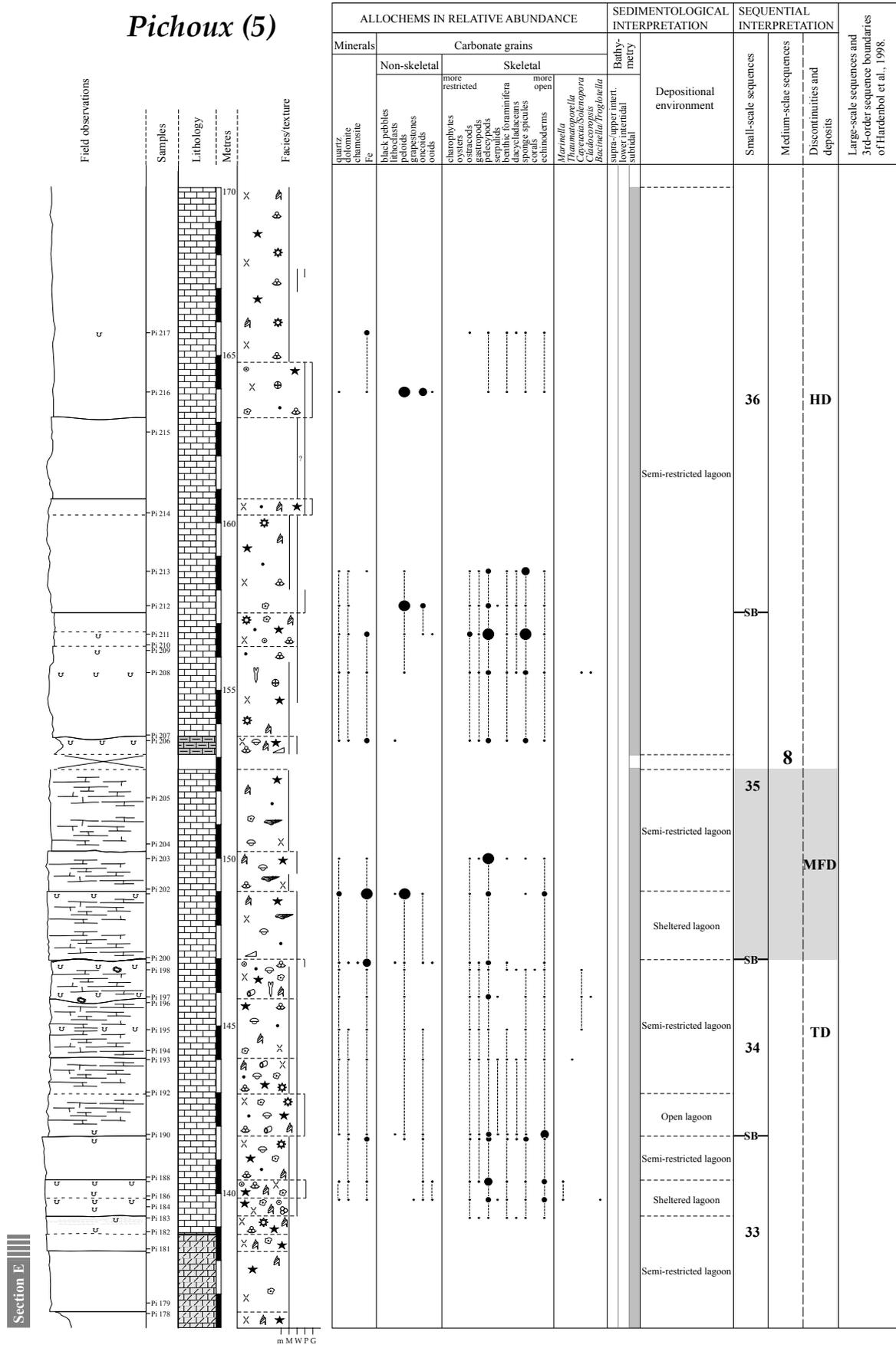


Fig. 4.12e: Gorges du Pichoux section (part 5).

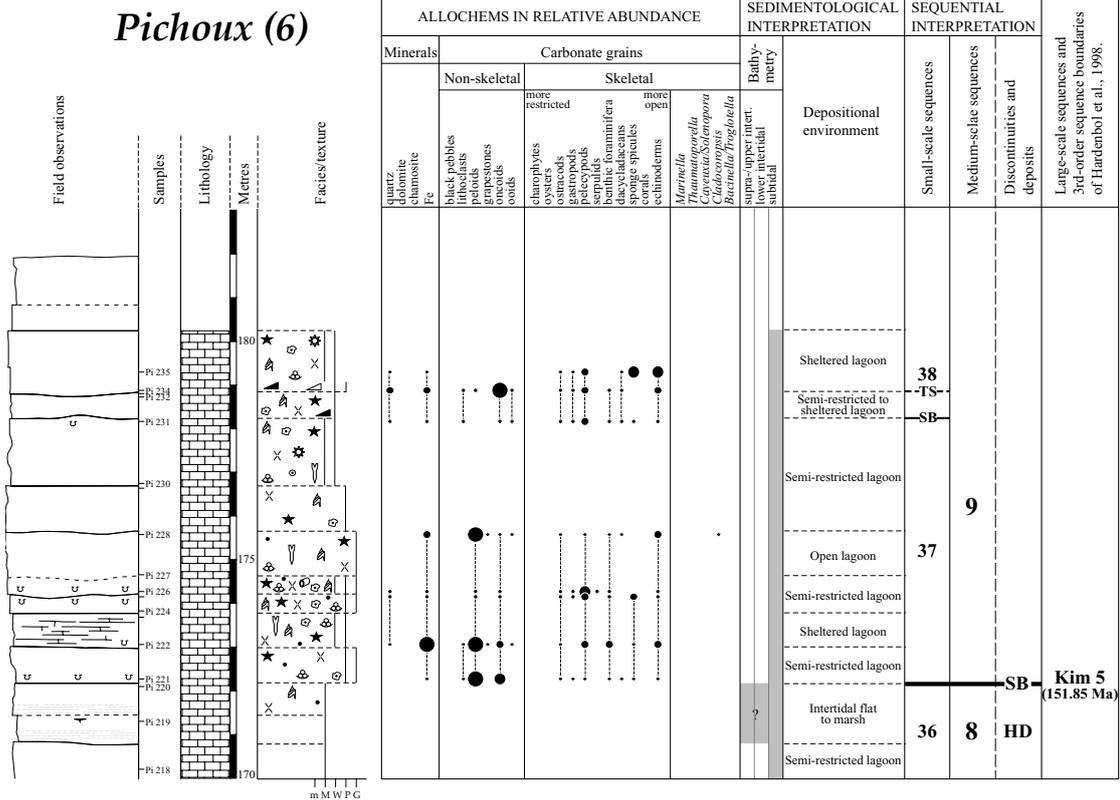


Fig. 4.12f: Gorges du Pichoux section (part 6).

composée de bancs peu épais de calcaire massif où les faciès de lagons restreints dominant. Enfin, l'épaisseur des séquences de court terme diminue globalement entre la limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 5) et la limite supérieure de la troisième séquence de moyen terme (mètre 50). L'ensemble de ces observations traduit une perte d'espace disponible entre la base de la première séquence de moyen terme et le sommet de la troisième séquence de moyen terme.

Le dépôt transgressif de la quatrième séquence de moyen terme est composé de bancs très peu épais de calcaires riches en quartz, dolomie et indices d'émersion, qui indiquent un espace disponible relativement faible. Les dépôts d'inondation maximale et de haut niveau de cette séquence sont au contraire formés de bancs épais de calcaire en majeure partie argileux et/ou dolomitique, riches en brachiopodes, bivalves et spicules d'éponge qui traduisent une augmentation de l'espace disponible et un déplacement des environnements de dépôt vers la mer ouverte. La forte quantité d'argiles et de quartz (apport important de siliciclastiques) et une faune sténohaline (brachiopodes et spicules d'éponge) indiquent que la base du dépôt d'inondation maximale de la quatrième séquence de moyen terme (mètre 59) correspond à

une transgression de long terme. La limite supérieure de la quatrième séquence de moyen terme (mètre 67) ne correspond pas à un milieu proche de l'émersion, mais coïncide avec le sommet d'un banc calcaire très peu épais et fortement bioturbé qui représente un environnement lagunaire légèrement restreint. En effet, la diminution du niveau marin relatif de moyen terme, qui est superposée à une augmentation de long terme, a été amortie, et l'espace disponible créé précédemment n'a pas été comblé.

La cinquième séquence de moyen terme est l'inverse de la quatrième. Le dépôt transgressif et le dépôt d'inondation maximale de cette séquence sont composés de bancs épais de calcaire massif, qui sont interprétés comme des dépôts de lagons restreints à semi-restreints, tandis que le dépôt de haut niveau est formé de bancs peu épais de calcaire laminé à bird's-eyes, caractéristique d'environnements intertidaux à supratidaux (Fig. 4.12c). La surface de transgression de cette séquence (mètre 70) coïncide avec l'apparition de bancs épais de calcaire massif. Le dépôt d'inondation maximale correspond au banc calcaire le plus épais et au milieu de dépôt le plus ouvert. Les séquences de court terme 20 et 21 (Fig. 4.12c) sont épaisses. La séquence de court terme 20 et la partie inférieure de la 21 correspondent au maximum d'inondation de

la séquence de long terme comprise entre la limite supérieure de la troisième séquence de moyen terme (mètre 50) et celle de la cinquième séquence de moyen terme (mètre 90).

Le dépôt transgressif de la sixième séquence de moyen terme est en grande partie composé de calcaires finement stratifiés, le plus souvent laminés, et présente de nombreuses structures de dessiccation et/ou des galets noirs. La faible épaisseur des bancs associée à des faciès caractéristiques d'environnements proches de l'émersion indiquent un espace disponible réduit. Le début du dépôt d'inondation maximale de cette séquence coïncide avec une surface d'érosion (mètre 97) qui correspond à la base de la partie supérieure de la Formation de Reuchenette, où les bancs épais de calcaires massifs dominent, les algues vertes se développent, le quartz, la dolomie et les indices d'émersion se raréfient. La surface d'érosion correspond probablement à un événement tectonique local, une surface de ravinement et/ou une limite de séquence de court terme accentuée au milieu du moyen terme (STRASSER et al., 2000). Le dépôt de haut niveau de la sixième séquence de moyen terme est très peu épais et composé de sédiments caractéristiques de milieux intertidaux à supratidaux (Fig. 4.12d).

La limite inférieure de la septième séquence de moyen terme est indiquée par un changement de texture et la présence de lithoclastes. Les bancs sont ensuite de plus en plus épais. Le dépôt d'inondation maximale de cette séquence correspond au banc le plus épais et au milieu de dépôt le plus ouvert. Une diminution de l'épaisseur des bancs caractérise le dépôt de haut niveau.

La base de la huitième séquence de moyen terme est indiquée par un banc de calcaire laminé d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur (mètre 129) qui est interprété comme un dépôt de lagon restreint. La huitième séquence de moyen terme est difficile à interpréter en raison de l'homogénéité des faciès (Fig. 4.12e). La limite de séquence inférieure de cette

séquence est composée de deux séquences de court terme. En effet, les limites respectives de chacune de ces séquences de court terme constituent de bons candidats pour une limite de séquence de moyen terme. Les deux premières limites correspondent au retour de faciès sédimentaires typiques d'environnements de dépôt proches de l'émersion. La troisième limite est une vire formée de calcaire argileux et riche en huîtres noircies qui indiquent la proximité de terres émergées. La partie inférieure de la séquence de court terme 32 est composée d'un banc épais de calcaire crayeux qui contient une importante diversité de bioclastes (mètres 130 à 135). La présence de micro-encroûteurs et de serpules indique un taux de sédimentation relativement faible. La base du dépôt d'inondation maximale de la huitième séquence de moyen terme est indiquée par une surface couverte de fer oxydée et fortement bioturbée (mètre 147). Le banc qui précède cette surface présente une faune relativement diversifiée, composée notamment de serpules, de coraux et de *Cayeuxia*. Les trois bancs suivants sont particulièrement riches en nérinées. Le dépôt de haut niveau de cette séquence comprend des bancs épais de calcaire massif qui sont interprétés comme des dépôts de lagons semi-restreints. Le retour de faciès typiques de milieux de dépôt intertidaux à supratidaux indique le sommet de la huitième séquence de moyen terme (Fig. 4.12f).

**Fig. 4.13:** Location of the Gorges de Court section.

Carte Nationale de la Suisse, 1:25 000

n° 1106, Moutier

section A:

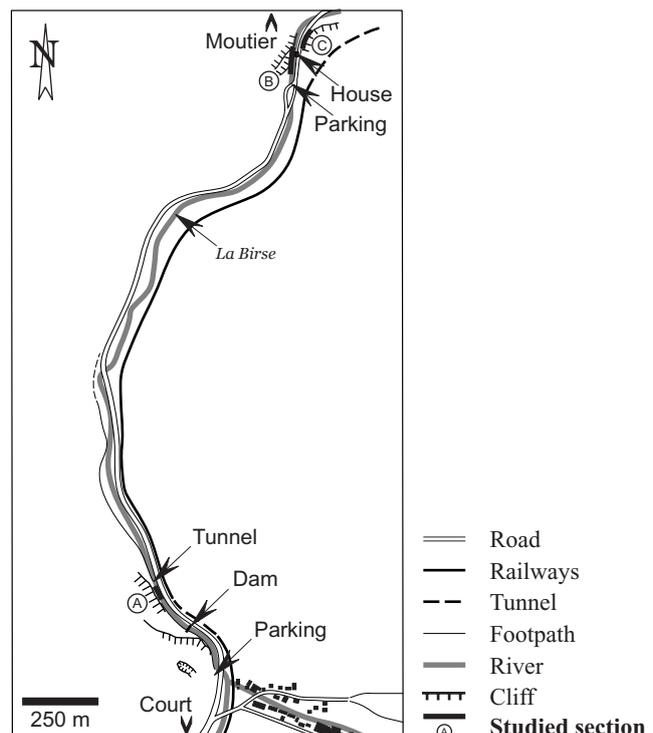
base: 592.950/232.987

top: 592.937/232.950

section B and C:

base: 593.377/234.704

top: 593.453/234.855



### 4.3.2 Les Gorges de Court

La coupe des Gorges de Court (Fig. 4.14a à e) est inédite.

#### *Situation géologique et géographique*

La coupe des Gorges de Court est située dans flanc nord de l'anticlinal de Graitery (PITTET, 1996). La partie inférieure A de la coupe est en continuité de la coupe levée au Sud des gorges par HUG (2002). La partie A suit du Nord au Sud, sur une vingtaine de mètres, un chemin pédestre situé à droite de La Birse (Fig. 4.13). La coupe commence en contre bas du chemin, juste avant la sortie du tunnel. La partie supérieure de la coupe se trouve au Nord des gorges. Elle est composée de deux intervalles, B et C, situés de part et d'autre de la route entre Court et Moutier. B commence à gauche de la route, en contre bas du pont, situé au Nord du parking. B suit La Birse, du Sud vers le Nord, et se termine derrière la maison, au niveau d'un surplomb. Un banc riche en galets noirs (Co 165) permet de corréler B et C. L'affleurement se termine par un banc épais de calcaire noduleux à algues vertes intensément perforé suivi d'un intervalle très argileux de couleur brune (Fig. 4.14e). Leur équivalent n'a pas été retrouvé au Sud des gorges où le contact entre la Formation de Reuchenette et le Portlandien affleure. Basé sur la carte géologique de la région de Moutier et sur les données du tunnel de Graitery (BUXTORF & TROESCH, 1917), l'épaisseur manquante au sommet de la Formation de Reuchenette est estimée à une trentaine de mètres.

#### *Description et interprétation sédimentologique*

La partie A de la coupe des Gorges de Court appartient au Membre de Sainte-Vérène et fait le lien avec le travail de HUG (2002) réalisé dans l'Oxfordien supérieur. La base de la Formation de Reuchenette correspond au sommet d'un banc d'un mètre d'épaisseur de grainstone à péloïdes, oncoïdes et ooïdes, à lamination plane-parallèle et keystone vugs, représentant une plage (Fig. 4.14a). Une calcrète (Co 3, mètre 23) indique une émergence de longue durée. Le banc précédent est un packstone-grainstone à péloïdes, oncoïdes, *Cladocoropsis mirabilis* et microencroûteurs. Le banc suivant est un mudstone à charophytes. Comme dans la coupe des Gorges du Pichoux, le passage du Membre de Sainte-Vérène à la Formation de Reuchenette est indiqué par un changement de texture, par l'établissement de conditions écologiques plus restreintes et par l'apparition du quartz.

Ensuite, des bancs épais de packstones-grainstones bioturbés à péloïdes et ooïdes, caractéristiques de milieux lagunaires à salinité normale et plus ou moins ouverts, alternent avec des bancs peu épais de mudstones, typiques de lagons semi-restreints à restreints. Le sommet de cet intervalle est composé d'un banc très épais (4 m, de Co 47 à Co 52) de mudstone-wackestone, qui représente un lagon légèrement restreint (Fig. 4.14b), et de quatre bancs peu épais de mudstones-wackestones laminés et bioturbés, qui sont caractéristiques de l'intertidal.

Un intervalle d'un mètre d'épaisseur de calcaire argileux riche en bivalves, brachiopodes et échinodermes affleure entre les mètres 47 et 48 de la coupe. Cet intervalle est comparable à celui qui est observé au même niveau dans la coupe des Gorges du Pichoux. Cinq mètres plus haut, une vire apparaît dans la falaise. Le premier banc de cette vire est composé de calcaire argileux laminé à bird's-eyes et fentes de dessiccation, typique du supratidal. La partie supérieure du deuxième banc contient des galets noirs qui indiquent l'existence à proximité de terres émergées. Cette vire est suivie de trois bancs épais. Le premier est un packstone-grainstone à péloïdes et oncoïdes, typique d'un environnement lagunaire légèrement restreint. Les deux suivants sont composés de calcaire argileux. Le dernier, finement laminé, indique un milieu intertidal.

À partir du mètre 60, un apport accru de siliciclastiques accompagné d'une diminution de la production de carbonates entraîne, sur une vingtaine de mètres, l'apparition de nombreuses lacunes d'affleurement. La faible épaisseur des bancs et une intense bioturbation signalent un taux de sédimentation réduit (condensation). Les structures de dessiccation et les galets noirs sont fréquents et indiquent des environnements de dépôt proches de l'émergence (lagons restreints et replat de marée). La dernière lacune (mètre 82) est suivie de trois mètres de mudstone dolomitique, représentant des lagons semi-restreints à restreints (Fig. 4.14c).

Un surplomb (mètre 85) coïncide avec l'apparition de bancs épais de calcaire massif et la quasi-disparition du quartz (Pl. 9A). Ces bancs précèdent une masse de calcaire non stratifiée et latéralement limitée, comprenant les échantillons Co177 à Co180b. Co180 et Co180b sont des coraux de la famille des Microsolénidés, encroûtés et perforés, qui font partie d'un patch-reef. Les 2 mètres suivants sont composés de wackestone à crinoïdes dolomitisé et

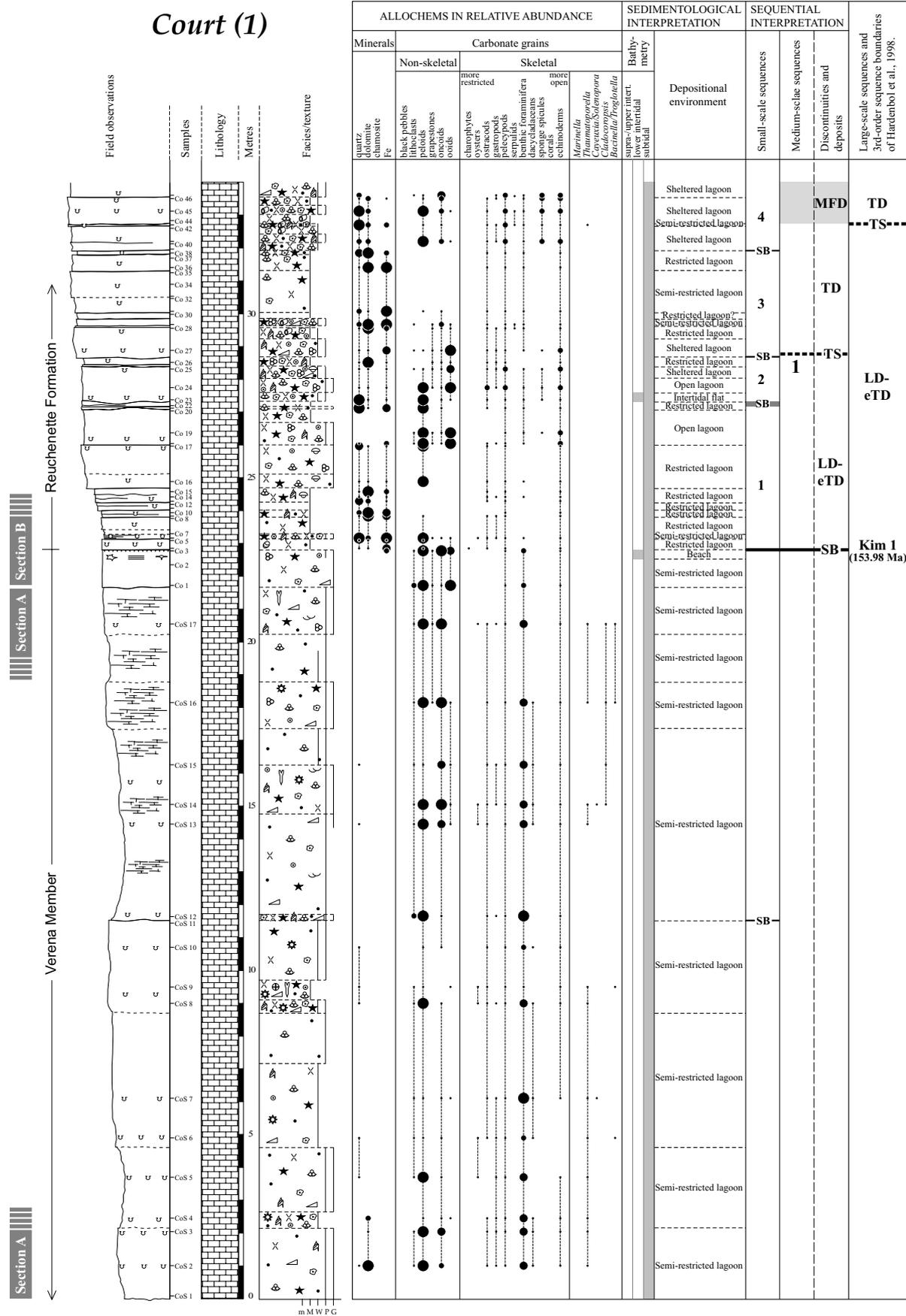


Fig. 4.14a: Gorges de Court section (part 1).

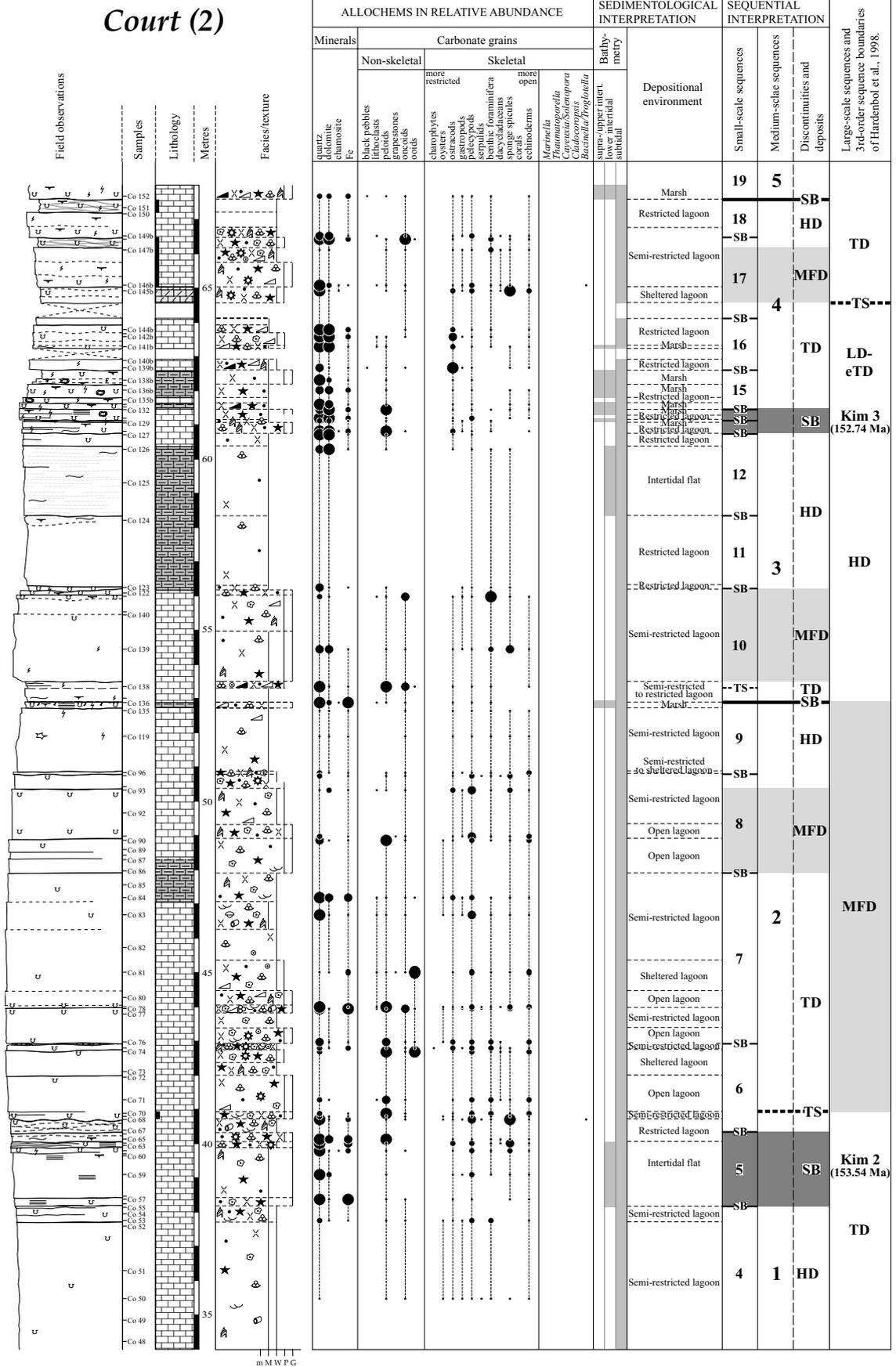


Fig. 4.14b: Gorges de Court section (part 2).

**Court (3)**

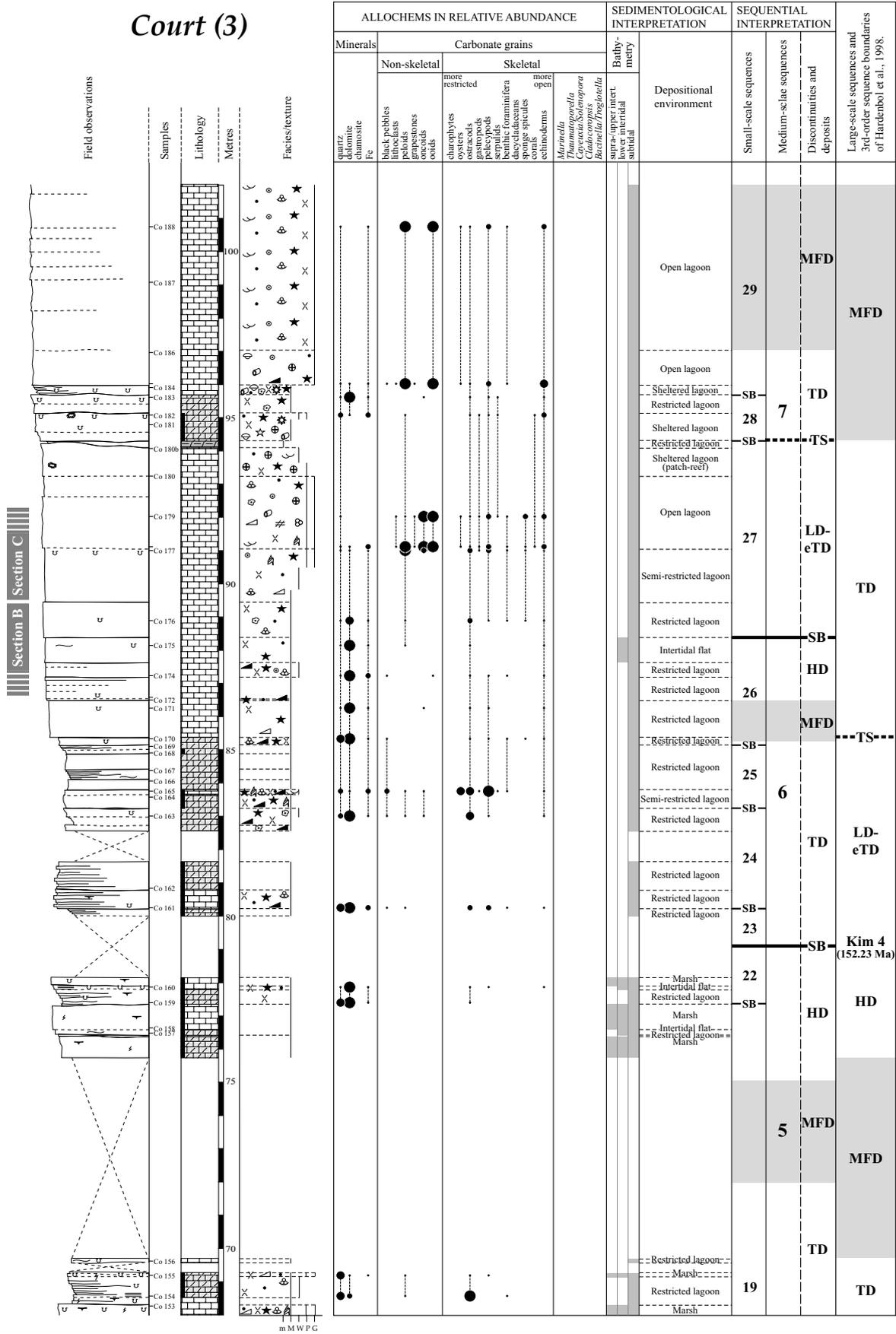


Fig. 4.14c: Gorges de Court section (part 3).

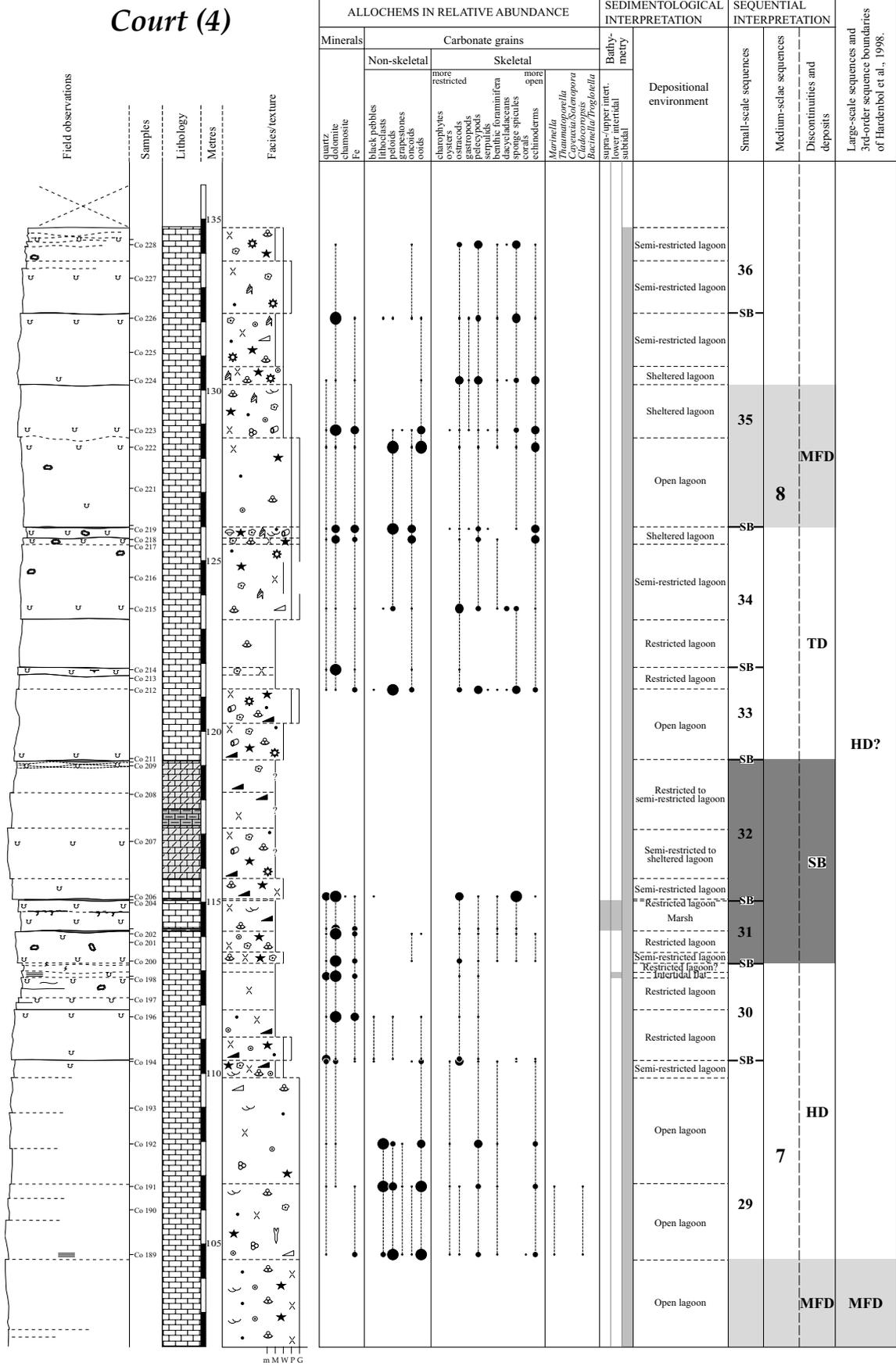


Fig. 4.14d: Gorges de Court section (part 4).

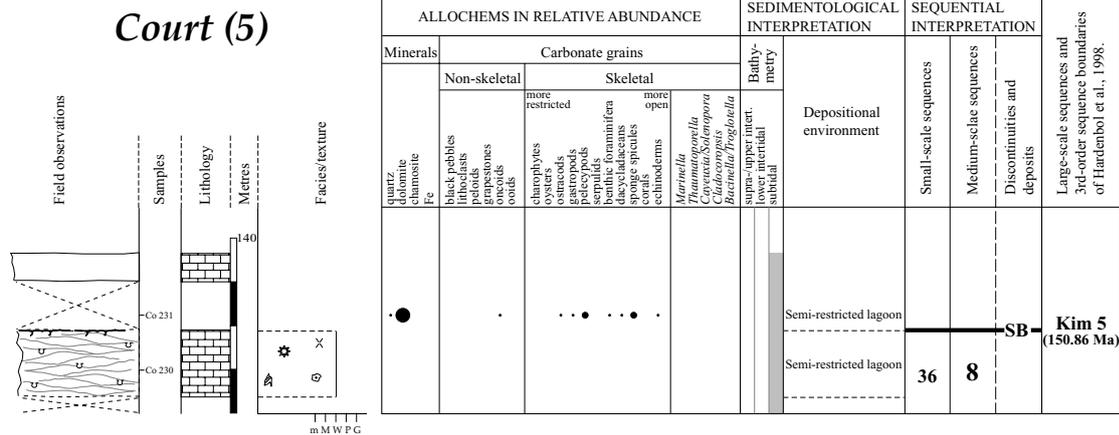


Fig. 4.14e: Gorges de Court section (part 5).

fortement bioturbé qui indique une ouverture majeure du système. Cet intervalle précède 15 mètres de grainstones à oïdes, péloïdes et échinodermes, d’abord très fins puis de plus en plus grossiers et riches en “grapestones” (Fig. 4.14d). Les limites de banc sont vagues et aucune structure sédimentaire n’est visible. Il s’agit probablement de dunes hydrauliques qui se développent à l’arrière des passes qui caractérisent la barrière externe de la plate-forme jurassienne (Chap. 2.6, Fig. 2.5, 2.6). Cet intervalle se termine par un niveau à galets noirs et à péloïdes noircis (mètre 110), suivi d’un changement de texture et de bancs peu épais, laminés et fortement bioturbés. Ces observations indiquent un retour vers des environnements situés à proximité de terres émergées, calmes et très peu profonds.

La partie supérieure de la coupe est composée de bancs épais de calcaire massif, fortement bioturbé, représentant des lagons plus ou moins ouverts.

La coupe des Gorges de Court comparée à celle des Gorges du Pichoux présente plusieurs particularités. La présence en premier lieu d’un intervalle condensé, puis d’une construction récifale, et de 15 mètres de dunes hydrauliques, indique un relief positif (by-pass, conditions oligotrophiques et hydrodynamisme élevé).

*Interprétation séquentielle*

La limite entre le Membre de Sainte-Vérène et la Formation de Reuchenette coïncide avec la limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 23) de la Formation de Reuchenette (Fig. 4.14a). La surface de transgression de cette séquence (mètre 29) est interprétée par corrélations avec les

autres coupes. Elle est indiquée par la présence d’un banc calcaire particulièrement compétent, à base ondulée, contenant des lithoclastes et une grande quantité d’échinodermes. Le maximum d’inondation correspond à une augmentation de la diversité des bioclastes. Les bivalves, les spicules d’éponges et les échinodermes sont abondants.

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme (mètres 38 à 40) correspond à la cinquième séquence de court terme (Fig. 4.14b). Les limites inférieure et supérieure de cette séquence de court terme sont autant l’une que l’autre susceptible d’être une limite de séquence de moyen terme. La cinquième séquence de court terme est en majeure partie composée de faciès typiques d’environnements intertidaux. Contrairement à la coupe des Gorges du Pichoux, l’espace disponible à la fin de la première séquence de moyen terme est quasiment comblé. La surface de transgression de la deuxième séquence de moyen terme (mètre 41) correspond à une première ouverture du système (base de banc ondulée, lithoclastes et grande diversité de bioclastes). Le dépôt transgressif de cette séquence se distingue par une quantité croissante de quartz, probablement due à la remobilisation de matériel terrigène lors de l’inondation. Le dépôt d’inondation maximale correspond à un packstone-grainstone contenant une quantité moindre de quartz et une faune relativement diversifiée (bivalves, spicules d’éponges et échinodermes). Le dépôt de haut niveau est très peu développé. La deuxième séquence de moyen terme se termine par un banc peu épais de mudstone laminé à structures de dessiccation. Contrairement à la coupe des Gorges du Pichoux, l’espace disponible est complètement comblé. Néanmoins, l’ensemble des faciès, qui composent la deuxième séquence de moyen

terme, représente des environnements relativement ouverts. Ils forment le dépôt d'inondation maximale d'une séquence de long terme.

La troisième séquence de moyen terme est constituée de faciès qui sont caractéristiques d'environnements de plus en plus proximaux. Le maximum d'inondation de cette séquence (mètres 53 à 56) correspond à un banc épais de calcaire massif qui est fortement bioturbé (mélange de textures) et qui contient de nombreux spicules d'éponges et foraminifères benthiques. Toutes les séquences de court terme qui composent la troisième séquence de moyen terme atteignent l'émersion. La plus petite fluctuation du niveau marin relatif entraîne la création d'espace disponible qui est aussitôt comblée. L'ensemble de ces observations traduit une perte générale d'espace disponible entre la base de la première séquence de moyen terme (mètre 23) et le sommet de la troisième séquence de moyen terme (mètre 61).

La quatrième et la cinquième séquence de moyen terme sont comprises dans l'intervalle le plus marneux de la coupe. Le dépôt transgressif de la quatrième séquence de moyen terme contient plusieurs lacunes d'affleurement qui traduisent une augmentation des apports terrigènes. Le dépôt d'inondation maximale de cette séquence est composé d'un packstone à microencroûteurs, échinodermes, spicules d'éponge et dasycladales, qui est caractéristique d'un lagon protégé à semi-restreint. La perte d'espace disponible enregistrée entre la base de la première et le sommet de la troisième séquence de moyen terme, l'augmentation de l'épaisseur des bancs vers le sommet de la quatrième séquence de moyen terme et une augmentation des apports terrigènes sont cohérentes avec une transgression de long terme.

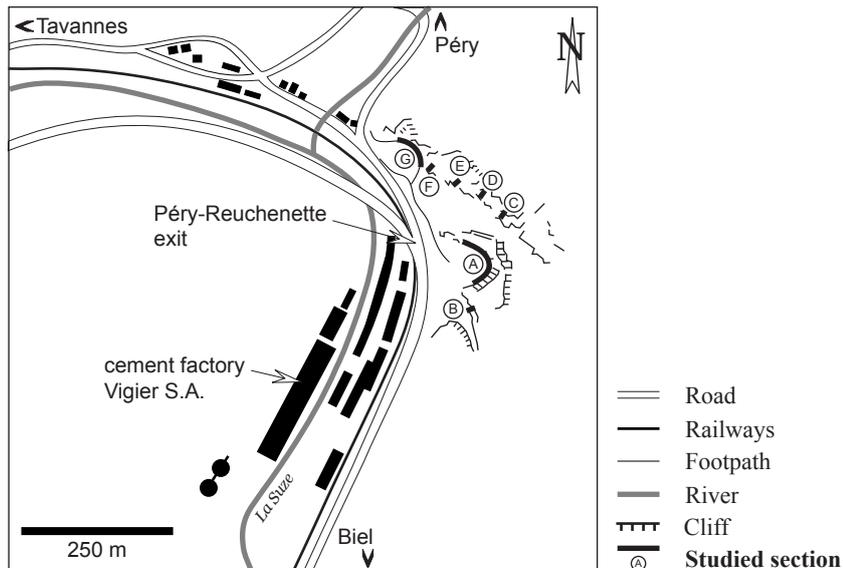
La cinquième séquence de moyen terme (Fig. 4.14c) est essentiellement constituée de lacune d'affleurement. Les calcaires restants sont principalement des mudstones dolomitiques de couleur sombre qui représentent des environnements de dépôt proximaux, restreints et riches en matière organique. Le dépôt d'inondation maximale de la cinquième séquence de moyen terme est interprété par corrélations avec les autres coupes.

La sixième séquence de moyen terme est en majeure partie composée de mudstones dolomitiques qui contiennent peu de bioclastes et de nombreux galets noirs. Les séquences de court terme qui forment cette séquence atteignent rarement l'émersion. Le

dépôt d'inondation maximale est indiqué par un banc épais de calcaire massif qui surmonte un surplomb (mètre 85) équivalent à la base de la partie supérieure de la Formation de Reuchenette (Pl. 9A). Le dépôt de haut niveau est composé de bancs épais de calcaire massif. La sixième séquence de moyen terme est, comme la quatrième, formée de bancs de plus en plus épais. L'augmentation de l'épaisseur des bancs associée à des faciès d'environnements de plus en plus ouverts traduit une transgression liée à une augmentation du niveau marin relatif de long terme.

La septième séquence de moyen terme est la plus épaisse de toutes les séquences observées dans cette coupe. L'espace disponible important, qui résulte d'une augmentation générale du niveau marin relatif, a permis la croissance d'un patch-reef à la fin du dépôt de bas niveau et au début du dépôt transgressif de cette séquence. La surface de transgression (mètre 94) est indiquée par un niveau de calcaire argileux. Le dépôt transgressif correspond à des wackestones dolomitiques, fortement bioturbés et particulièrement riches en échinodermes (oursins et crinoïdes). Le maximum d'inondation (mètre 96 à 104) est essentiellement composé de grainstones à oïdes et péloïdes, typiques d'environnements marins ouverts. La base du dépôt de haut niveau (mètre 104) coïncide avec l'apparition de "grapestones" et de microencroûteurs qui traduisent une diminution de l'hydrodynamisme (Fig. 4.14d). Le sommet de la septième séquence de moyen terme est constitué de bancs peu épais de mudstones à galets noirs, typiques de milieux proximaux.

La limite inférieure de la huitième séquence de moyen terme ne peut être placée avec certitude. Elle forme une SB zone qui correspond à deux séquences de court terme. La base de la première séquence de court terme (mètre 113) est indiquée par un changement de texture et par l'installation d'une faune plus diversifiée. Le début de la deuxième séquence de court terme (mètre 115) correspond à un niveau à galets noirs. La deuxième séquence de court terme est composée d'un banc de calcaire en partie dolomitique. Une intense recristallisation empêche d'en définir la texture et le contenu avec précision. Le sommet de cette séquence de court terme coïncide avec un niveau à galets noirs (mètre 119). La limite inférieure de la huitième séquence de moyen terme traduit, comme dans la coupe des Gorges du Pichoux, un déplacement des environnements de dépôt vers le continent. Le dépôt d'inondation maximale de cette séquence est indiqué par une plus grande diversité de bioclastes et un



**Fig. 4.15:** Location of the Péry-Reuchenette section. Carte Nationale de la Suisse, 1:25 000 n° 1126, Büren A.A. section A base: 585.893/226.239 section G top: 585.742/226.478

changement de texture (de packstone à grainstone), qui sont typiques de lagons à salinité normale et plus ou moins agités. Le sommet de cette séquence coïncide avec un banc épais de calcaire massif intensément perforé (Fig. 4.14e).

### 4.3.3 Péry-Reuchenette

La sédimentologie de la coupe de Péry-Reuchenette est pour la première fois décrite en détail par THALMANN (1966). HAUSER (1994) complète l'étude sédimentologique de la coupe en définissant plusieurs cycles sédimentaires. MOUCHET (1995) étudie la sédimentologie, les minéraux argileux et donne une interprétation séquentielle de la coupe.

#### *Situation géologique et géographique*

La coupe de Péry-Reuchenette (Fig. 4.17a à f) est située dans le flanc nord de l'anticlinal du Chasseral, à l'est de la Cluse de Rondchâtel (PITTET, 1996). Cette coupe est une ancienne carrière de la cimenterie Vigier S.A., située entre Bienne et Tavannes, à proximité de la sortie d'autoroute "Péry-Reuchenette" (Fig. 4.15). La carrière comprend deux enclaves (A au Sud, G au Nord) qui correspondent à deux des sept parties qui composent la coupe (Fig. 4.16). La première partie, A, fait suite à la coupe levée par HUG (2002) dans l'Oxfordien supérieur. Elle commence à la fin des grainstones à oïdes de couleur blanche et mal cimentés du Membre de Sainte-Vèrène et s'étend jusqu'à ce

que l'affleurement s'arrête. Un chemin situé entre les deux enclaves mène à la partie B qui se trouve dans le prolongement du deuxième virage. Le banc de couleur blanche et mal cimenté compris entre les échantillons Re 24.2 et Re 24.3 permet de corréler les parties A et B. Ce banc est suivi (deux mètres plus haut) d'un banc très fin de mudstone stérile qui se distingue dans un intervalle principalement composé de bancs épais. La partie B se termine par une lacune d'affleurement dont l'épaisseur est estimée à 3,5 mètres. Un niveau à galets noirs (Re 25.10) permet de corréler les parties C et E. La partie

C se situe dans le prolongement du troisième virage. La partie E se trouve à droite du chemin, une vingtaine de mètres avant le troisième virage. La partie D est située dans le quatrième virage. Ce tronçon représente les cinq mètres manquant entre la partie E et le surplomb qui indique la base de la partie supérieure de la Formation de Reuchenette. Le banc de mudstone laminé qui précède le surplomb sert de repère pour corréler les parties E et F. La partie F se termine par une surface qui coïncide avec la base de la partie G. Le sommet de la partie G est composé des Marnes à *Exogyra virgula* et des Calcaires en Plaquettes du Portlandien.

#### *Description et interprétation sédimentologique*

La base de la coupe de Péry-Reuchenette coïncide avec des grainstones à oïdes noircies puis à péloïdes, caractéristiques de lagons ouverts et semi-restreints (Fig. 4.17a). Un niveau à galets noirs (Re 8) et un changement de texture (de wackestone-packstone à grainstone) indiquent le début de la Formation de Reuchenette.

Les 27 mètres suivants sont composés d'alternances de packstones-grainstones à péloïdes et oncoïdes et de mudstones qui sont caractéristiques d'environnements lagunaires plus ou moins ouverts. Les échantillons étudiés en lames minces présentent une faune relativement diversifiée composée de nombreuses espèces de foraminifères benthiques, de dasycladales, de *Thaumatoporella* et de *Bacinella*. Jusqu'au mètre 24, les limites de banc sont peu visibles et les calcaires sont friables. La partie supérieure de cet intervalle est constituée de bancs peu épais de mudstones à huîtres et à serpules (mètre 30) qui indiquent une vitesse

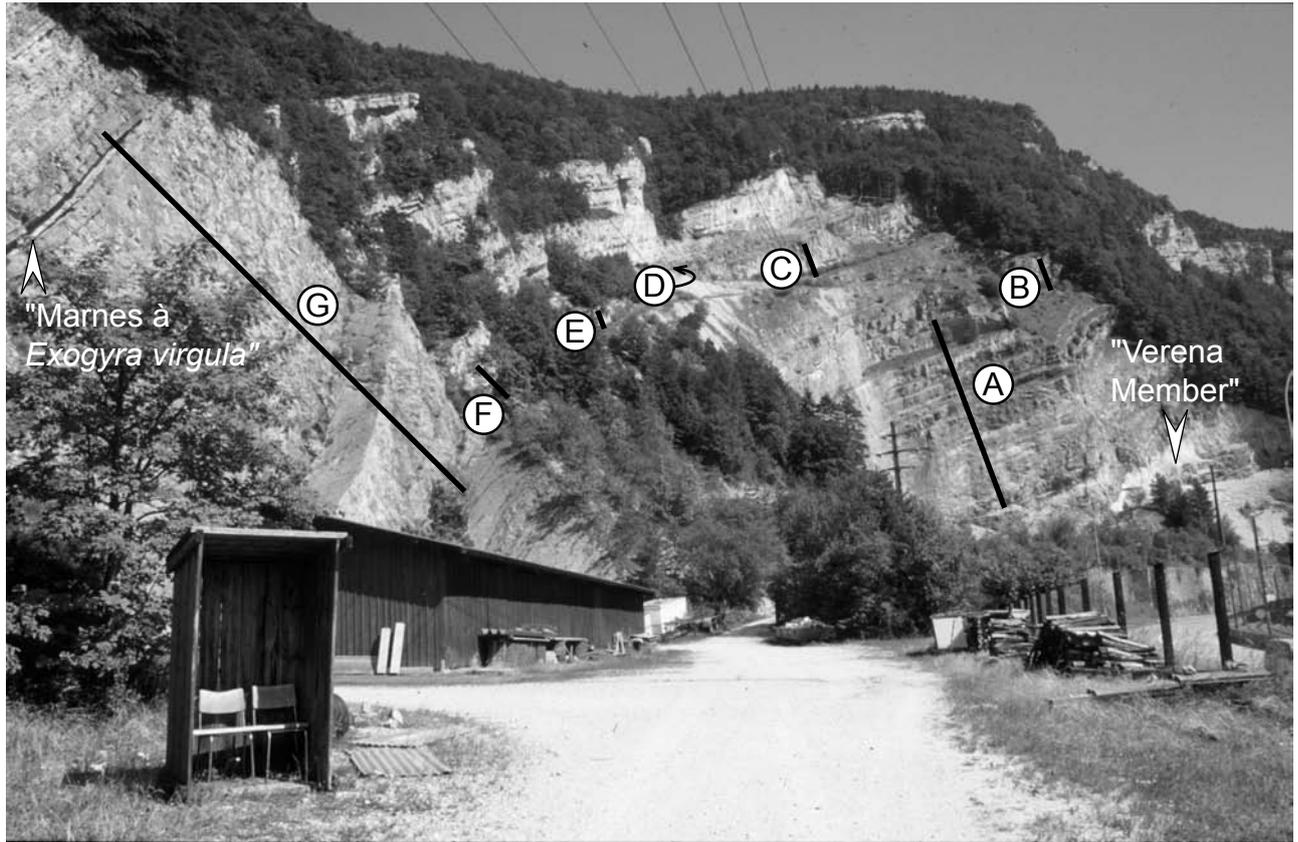


Fig. 4.16: Location of the different sections in the Péry-Reuchenette quarry.

de sédimentation réduite. Les deux derniers bancs sont des mudstones laminés et dolomités, typiques d'environnements de replat de marée. Par conséquent, les faciès sédimentaires caractéristiques de milieux proches de l'émersion apparaissent, comme dans la coupe des Gorges de Court, relativement tôt dans la série.

Les 26 mètres suivants (jusqu'à l'échantillon Re 27.23 inclus) sont principalement constitués de bancs épais de packstones à péloïdes, oncoïdes et/ou oïdes, contenant de nombreux débris d'échinodermes (Fig. 4.17b). La fréquence d'apparition relativement élevée des lithoclastes traduit un hydrodynamisme élevé. Le quartz apparaît en relativement grande quantité. L'ensemble de ces observations est cohérent avec une ouverture du système. La présence de "grapestones" et de microencroûteurs ainsi qu'une intense bioturbation traduisent des vitesses de sédimentation réduites. L'ensemble se termine (mètre 58.5) par un banc de calcaire dolomitique au sommet argileux et laminé typique de l'intertidal. Les 13 mètres suivants sont en majeure partie composés de calcaires dolomitiques et laminés qui sont interprétés comme des dépôts de lagons restreints ou de replat de marée.

La lacune d'affleurement qui suit cet ensemble (mètre 72 à 75) précède 6 à 7 mètres de mudstones et wackestones, principalement dolomitiques (Fig. 4.17c). La base de cet intervalle (mètre 75) est composée de mudstones laminés à structures de dessiccation qui représentent des milieux intertidaux à supratidaux. Les six mètres suivants (mètres 82 à 88) sont composés de bancs épais de mudstones qui sont interprétés comme des dépôts de lagons semi-restreints à restreints. L'ensemble se termine par deux bancs de grainstones à lithoclastes, péloïdes et débris d'échinodermes (mètres 89 à 91) qui représentent des dunes subtidales dans un environnement lagunaire à salinité normale.

Les neuf mètres suivants (91 à 100) sont composés de bancs fins à moyennement épais de calcaire partiellement dolomitique. La partie inférieure de cet ensemble (mètres 91 à 94) comprend en majeure partie des mudstones laminés à structures de dessiccation, typiques d'environnements de replat de marée. Un banc de grainstones à péloïdes, oncoïdes, bivalves et foraminifères benthiques (entre Re 25.7 et Re 25.10) indique une augmentation du niveau marin relatif. La partie médiane (mètre 94 à 97) est constituée d'alternances de bancs très fins de calcaire massif et

# Reuchenette (1)

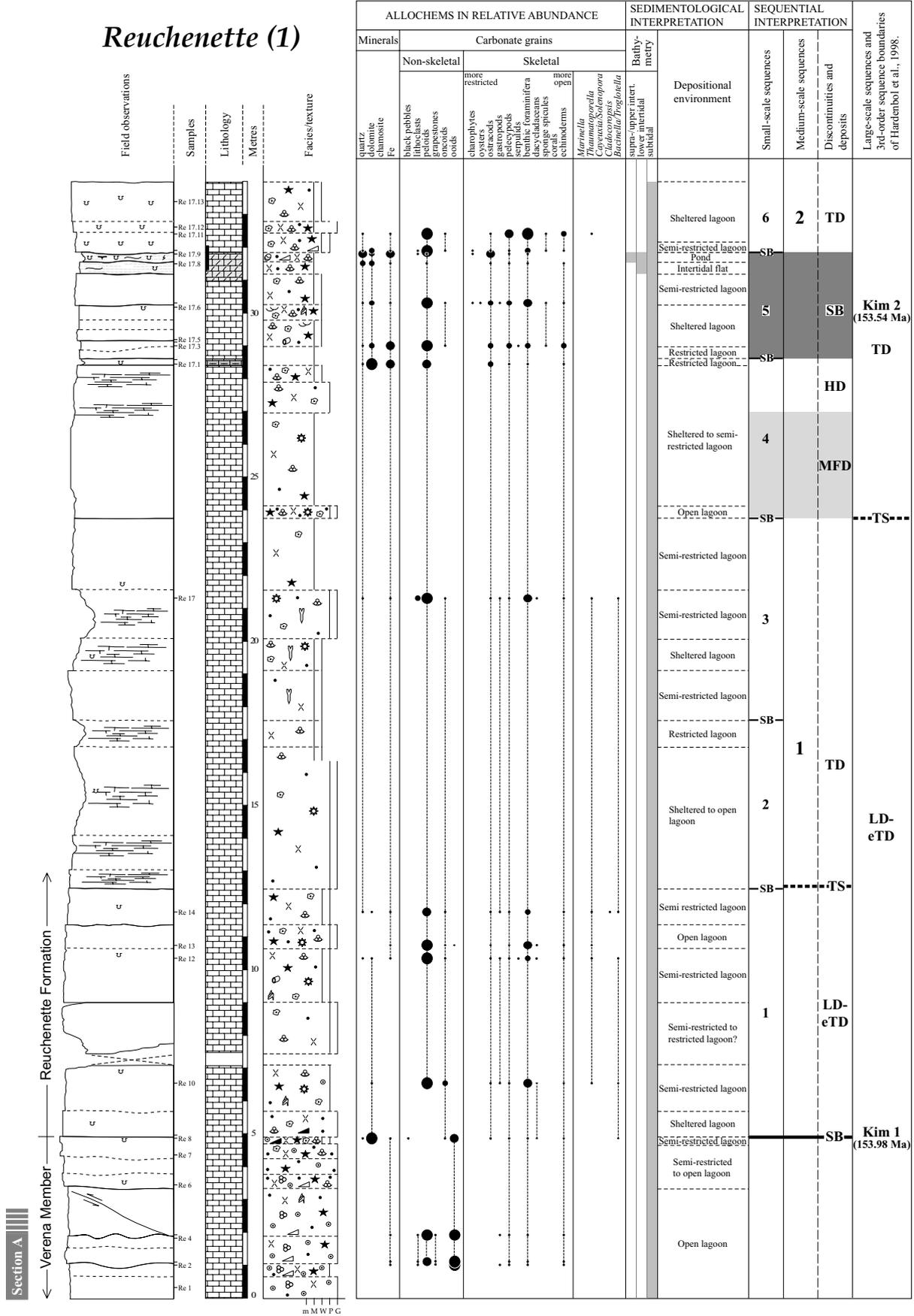


Fig. 4.17a: Péry-Reuchenette section (part 1).

# Reuchenette (2)

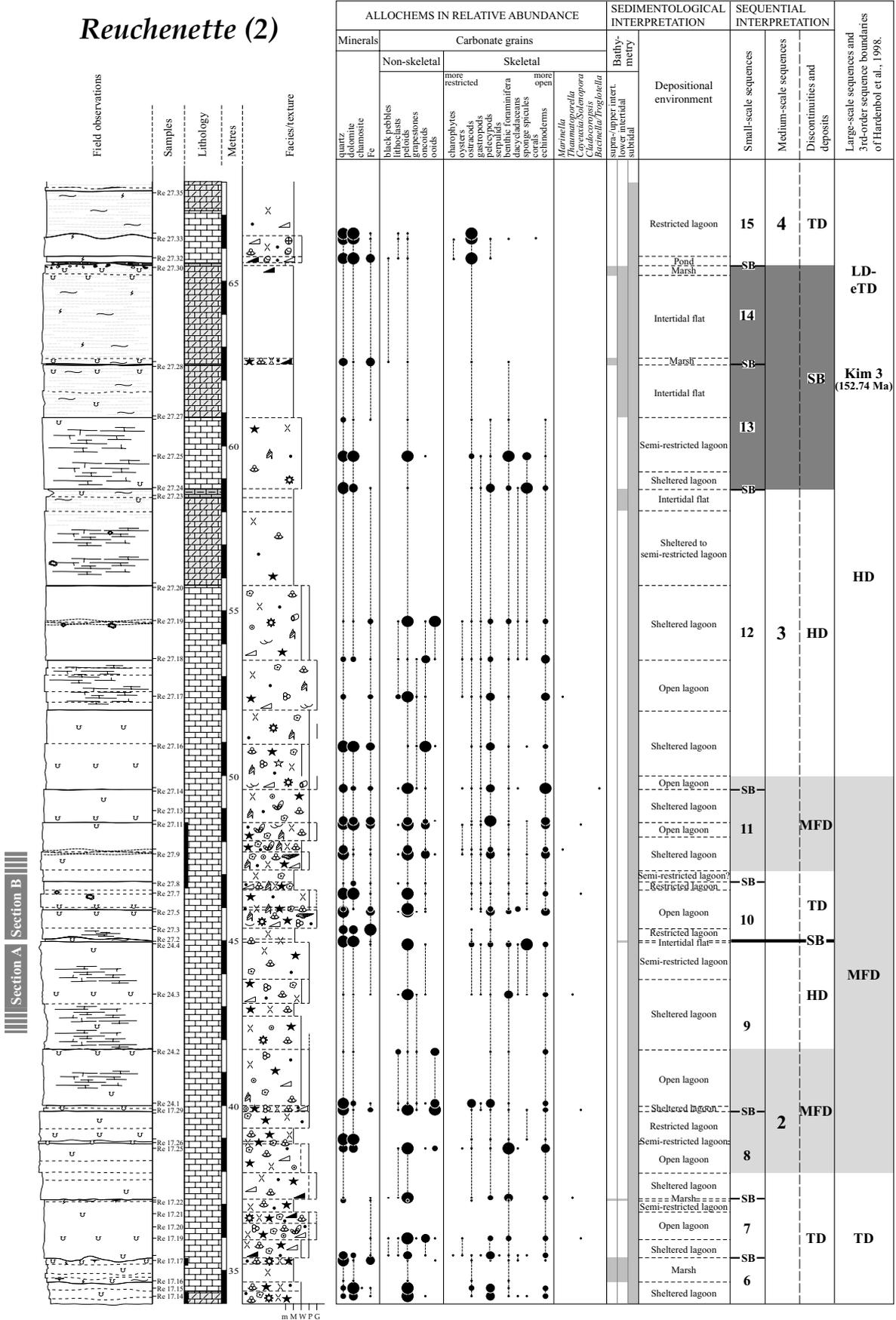


Fig. 4.17b: Péry-Reuchenette section (part 2).

# Reuchenette (3)

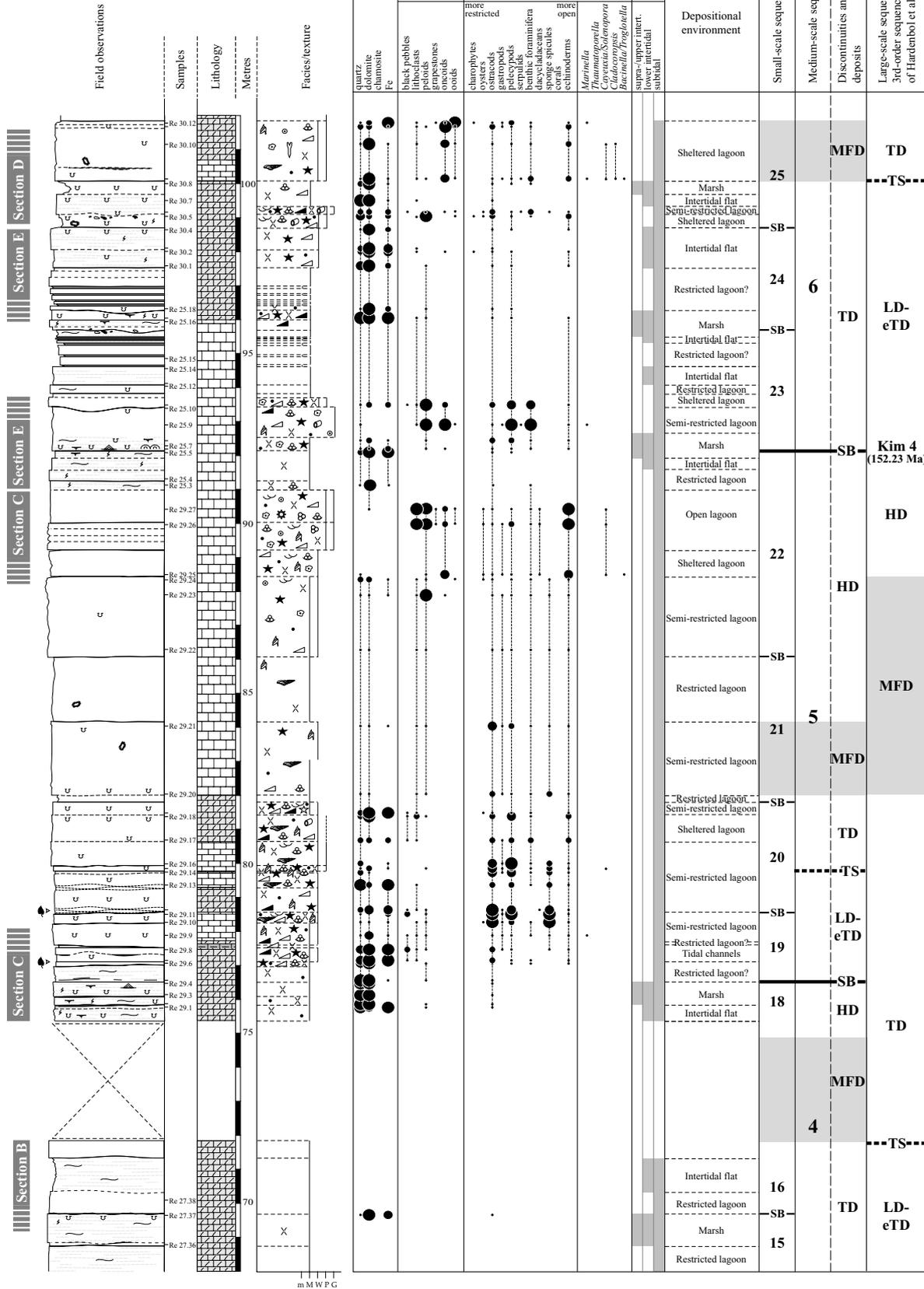


Fig. 4.17c: Péry-Reuchenette section (part 3).



# Reuchenette (5)

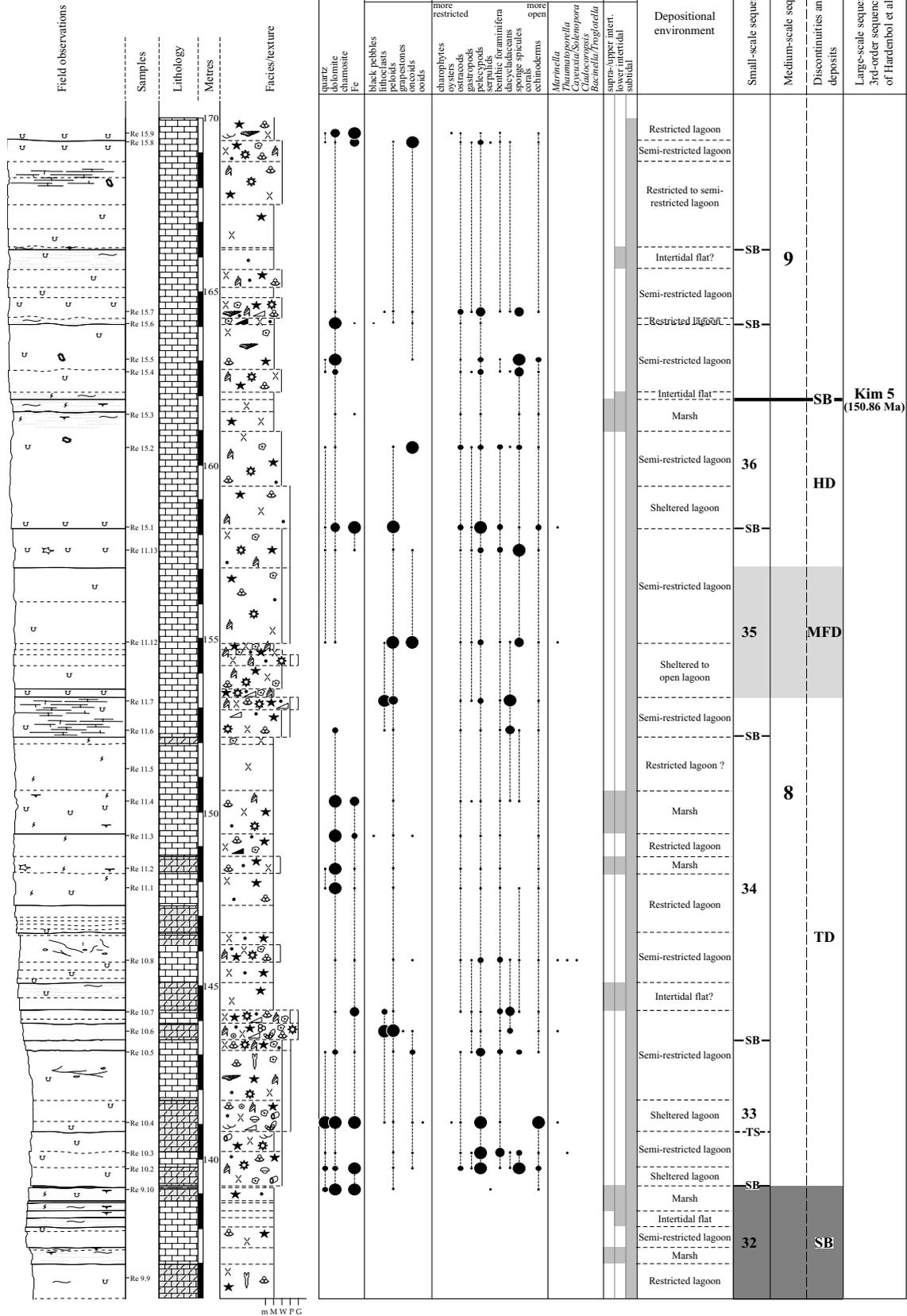


Fig. 4.17e: Péry-Reuchenette section (part 5).

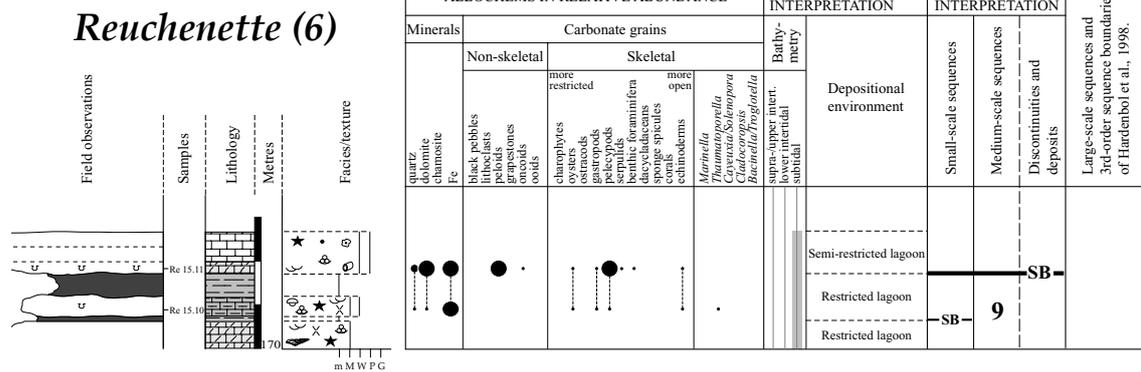


Fig. 4.17f: Péry-Reuchenette section (part 6).

de calcaire argileux qui sont interprétées comme des dépôts de lagons restreints. Des bancs moyennement épais de wackestones à mudstones laminés et fortement bioturbés constituent la partie supérieure de cet intervalle.

Ensuite, une augmentation de la quantité de quartz et des débris d'échinodermes traduit une ouverture du système qui aboutit au dépôt de deux bancs relativement épais de calcaire massif (mètres 100 à 105). Le deuxième banc constitue le surplomb qui coïncide avec la base de la partie supérieure de la Formation de Reuchenette (Fig. 4.17d). Ce banc est suivi de deux bancs de mudstone laminé à structures de dessiccation (mètre 105) qui indiquent un retour des environnements de dépôt vers le continent.

Les 16 mètres suivants (106 à 122) sont composés de bancs relativement épais de wackestones-packstones fortement bioturbés, à péloïdes, bivalves et échinodermes, typiques de lagons à salinité normale et plus ou moins abrités. Les 7 mètres suivants (122 à 129) comprennent des bancs de plus en plus fins de calcaire en partie dolomitique qui traduisent un déplacement des milieux de dépôt vers le continent. Cet ensemble est suivi de deux bancs relativement épais de mudstone qui sont interprétés, compte tenu de la diversité des bioclastes, comme des dépôts de lagons protégés à semi-restreints. Ils précèdent deux mètres de bancs peu épais de mudstone laminé à structures de dessiccation (Fig. 4.17e). Cet intervalle se termine par une surface argileuse riche en fer oxydé (mètre 139) qui correspond à la vire observée au sommet de la coupe des Gorges du Pichoux (Fig. 4.12d, mètre 135).

La partie supérieure de la coupe est constituée de bancs d'épaisseur variable de mudstones et de wackestones à péloïdes et oncoïdes, contenant une faune plus ou moins diversifiée, qui sont typiques de

milieux lagunaires calmes et plus ou moins restreints. La série est localement interrompue par des mudstones à laminations planes et structures de dessiccation qui sont caractéristiques d'environnements de replat de marée. Le niveau marneux au mètre 171 (Fig. 4.17f) correspond aux Marnes à *Exogyra virgula* (Chap. 1.2.2).

#### Interprétation séquentielle

La limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 5) coïncide avec un changement de texture (de wackestone-packstone à grainstone) et un niveau à galets noirs (Fig. 4.17a). La surface de transgression de cette séquence (mètre 12) est indiquée par l'apparition d'un banc épais de packstone-grainstone à péloïdes qui est interprété comme un dépôt de lagon à salinité normale. Le dépôt transgressif est essentiellement composé de calcaires mal cimentés qui représentent en grande partie des environnements lagunaires légèrement restreints. Le dépôt d'inondation maximale correspond au banc le plus épais de la séquence.

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme ne peut être placée avec certitude. Elle forme une SB zone qui coïncide avec deux limites de séquences de court terme. La première limite de séquence de court terme (mètre 29) correspond au sommet d'un banc peu épais de calcaire argileux qui est interprété comme un dépôt de lagon restreint. La deuxième (mètre 32) est équivalente au sommet d'un banc de calcaire laminé à structures de dessiccation qui contient des charophytes et une quantité relativement importante de quartz. La deuxième et la troisième séquence de moyen terme (Fig. 4.17b) sont semblables. Elles sont composées de bancs épais de packstones à péloïdes, fortement bioturbés, qui contiennent une quantité relativement importante de quartz, de

lithoclastes, et d'échinodermes. Ces dépôts, qui sont caractéristiques d'environnements agités et à salinité normale, traduisent un déplacement du système sédimentaire vers le continent. L'intervalle compris entre le maximum d'inondation de la deuxième séquence de moyen terme et celui de la troisième séquence de moyen terme correspond au dépôt d'inondation maximale d'une séquence de long terme. La limite supérieure de la deuxième séquence de moyen terme (mètre 45) coïncide avec l'apparition d'un banc de quelques centimètres d'épaisseur, caractéristique de l'intertidal. Le sommet de la troisième séquence de moyen terme (mètre 59) est indiqué par un niveau de calcaire argileux et laminé qui est également interprété comme un dépôt intertidal.

La quatrième séquence de moyen terme est principalement composée de dépôts de replat de marée (Fig. 4.17b et 4.17 c). Contrairement aux deux autres coupes, où la tranche d'eau semble au même moment augmenter, les environnements de dépôt restent très peu profonds. La limite inférieure de la quatrième séquence de moyen terme comprend deux séquences de court terme qui sont en partie ou entièrement constituées de mudstones laminés et légèrement bioturbés (mètres 59 à 66). Le dépôt transgressif de la quatrième séquence de moyen terme est essentiellement composé de dépôts intertidaux. La lacune d'affleurement qui suit (mètres 72 à 75) est probablement liée à une augmentation des apports terrigènes (Fig. 4.17c). Cette lacune contient, compte tenu des corrélations avec les autres coupes, le dépôt d'inondation maximale de la quatrième séquence de moyen terme. Le dépôt de haut niveau de cette séquence est mince et principalement composé de mudstones laminés à structures de dessiccation.

La cinquième séquence de moyen terme enregistre un gain d'espace disponible important. L'augmentation de l'épaisseur des bancs de la base vers le sommet de la séquence est associée à un déplacement des environnements de dépôt vers la mer ouverte. La limite inférieure de cette séquence (mètre 76) est indiquée par un niveau à charbon, un changement de texture et des galets noirs. La surface de transgression (mètre 80) coïncide avec l'apparition d'un banc épais de calcaire massif à base ondulée, contenant une quantité relativement importante de quartz et une grande diversité de bioclastes. Le dépôt d'inondation maximale correspond à un banc épais de mudstone à nérinées, fortement bioturbé à la base. Vers le sommet de la séquence (mètres 89 à 91), un changement de texture (de mudstone à grainstone) et une quantité importante de lithoclastes indiquent une augmentation

de l'hydrodynamisme, probablement liée à une diminution de la tranche d'eau.

Les deux premières séquences de court terme et la partie inférieure de la troisième séquence de court terme, qui forment la partie inférieure de la sixième séquence de moyen terme, comprennent essentiellement des faciès d'environnements marins très peu profonds voire émergifs, et sont interprétées, par corrélations avec les autres coupes, comme le dépôt transgressif de la sixième séquence de moyen terme. La limite supérieure de la première séquence de court terme (mètre 96) est indiquée par une brèche multicolore particulièrement bien développée (Pl. 9F). Le dépôt transgressif de la troisième séquence de court terme, qui précède le dépôt d'inondation maximale de la sixième séquence de moyen terme, correspond compte tenu des corrélations à une séquence élémentaire. Le maximum d'inondation et le dépôt de haut niveau de la sixième séquence de moyen terme se distinguent par un gain d'espace disponible important, indiqué par une augmentation de l'épaisseur des bancs et un déplacement des environnements de dépôt vers le large (Fig. 4.17c et 4.17d). La limite supérieure de cette séquence (mètre 106) coïncide avec un banc de mudstone laminé à structures de dessiccation. Contrairement à la cinquième séquence de moyen terme où deux séquences de court terme sur quatre atteignent l'émergence, le sommet de chaque séquence de court terme, qui composent la sixième séquence de moyen terme, est indiqué par des milieux très peu profonds voire émergifs. En dépit du gain d'espace disponible mentionné plus haut, la tranche d'eau reste faible.

La septième et la huitième séquence de moyen terme sont les plus épaisses. La limite inférieure de la septième séquence de moyen terme (mètre 106) correspond à un packstone-grainstone à lithoclastes qui contient d'avantage de quartz et de débris d'échinodermes que les bancs précédents. Le maximum d'inondation de cette séquence est indiqué par un changement de texture de wackestone à packstone-grainstone et par un intervalle (compris entre les échantillons 23.14 et 23.15) fortement bioturbé.

La limite inférieure de la huitième séquence de moyen terme ne peut être placée avec certitude. Elle forme une SB zone qui est composée de deux séquences de court terme (Fig. 4.17d et 4.17e). La première séquence de court terme est mince et en grande partie composée de mudstones laminés. La deuxième est beaucoup plus épaisse. La partie

inférieure de la deuxième séquence de court terme (mètres 129 à 137) est composée de bancs de calcaire massif, caractéristique de dépôts de lagons calmes, restreints ou à salinité normale. Compte tenu des corrélations, la partie supérieure (mètres 137.5 à 139.2) représente probablement deux séquences élémentaires composées de cinq et deux bancs (Fig. 4.17e). Le sommet de la deuxième séquence de court terme (mètre 139.2) est une surface riche en fer oxydé et argileuse, qui correspond vraisemblablement à la vire observée au même moment dans la coupe des Gorges du Pichoux (Fig. 4.12d, mètre 135). La huitième séquence de moyen terme est composée de bancs de calcaire massif de plus en plus épais. Le dépôt transgressif de cette séquence contient une grande proportion de calcaires dolomitiques. La partie inférieure du dépôt transgressif (mètres 139 à 144) est constituée de wackestones et de packstones contenant du quartz et de nombreux bioclastes. La partie supérieure (mètres 144 à 153) présente essentiellement des mudstones typiques de lagons restreints très peu profonds et relativement proches du continent. La base du dépôt d'inondation maximale est indiquée par un changement de texture (de packstone-grainstone à mudstone) et par la disparition des lithoclastes qui traduisent probablement une diminution de l'hydrodynamisme liée à une augmentation de la tranche d'eau. Le dépôt de haut niveau de la huitième séquence de moyen terme se distingue par un changement de texture (de grainstone à mudstone), qui correspond vraisemblablement à

un déplacement des environnements de dépôts vers une région plus abritée de la plate-forme, et par une diminution de la tranche d'eau, indiquée, au sommet de la séquence, par des structures de dessiccation.

La neuvième séquence de moyen terme se termine par les Marnes à *Exogyra virgula* (Fig. 4.17f). Elle est essentiellement composée de bancs épais de mudstones et de wackestones qui sont typiques de lagons légèrement restreints à restreints.

#### 4.4 INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE DES COUPES DU BASSIN VOCONTIEN

Les coupes du Bassin vocontien sont composées d'alternances marnes-cal-caires. La coupe de Crussol est constituée de dépôts hémipélagiques. Les sédiments étudiés à Châteauneuf d'Oze et à la Méouge sont plutôt pélagiques (Chap. 3.3). Les variations de microfaciès dans les bancs calcaires sont minimales et sont vraisemblablement influencées par des changements environnementaux de l'ordre du million d'années voire plus. Par conséquent, la définition des séquences de dépôt dans les alternances mar-nes-calcaires dépend d'avantage de l'identification des niveaux condensés (proportion d'argiles importante, intense bioturbation, forte concentration de pyrite et de céphalopodes), des variations du rapport marnes sur calcaires et des variations de l'épaisseur des alternances.

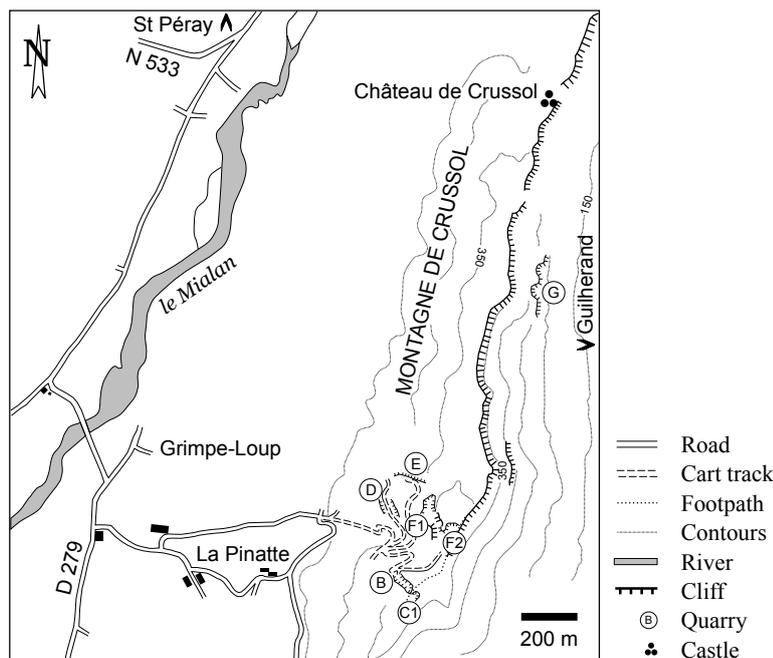


Fig. 4.18: Location of the quarries corresponding to the different parts, which form the Montagne de Crussol section, according to Atrops (1982).

##### 4.4.1 La Montagne de Crussol

###### *Situation géographique*

La coupe de Crussol est située sur la Bordure Ardéchoise du Massif Central, au Nord-Ouest du Bassin vocontien et domine la ville de Valence située plus à l'Est (Chap. 1, Fig. 1.1). Le plan de situation (Fig. 4.18) des sept sections (de D à F2) qui composent cette coupe est tiré d'ATROPS (1982) qui décrit en détail les faunes d'ammonites comprises dans la partie inférieure du Kimméridgien. La section E, qui fait le lien entre les sections D et B, n'affleure plus. Par conséquent, la coupe levée dans le cadre de ce travail est complétée par celle d'ATROPS (1982) (Fig. 4.19a). La limite inférieure de la zone à Eudoxus et les limites des formations sont placées selon ATROPS (1984).

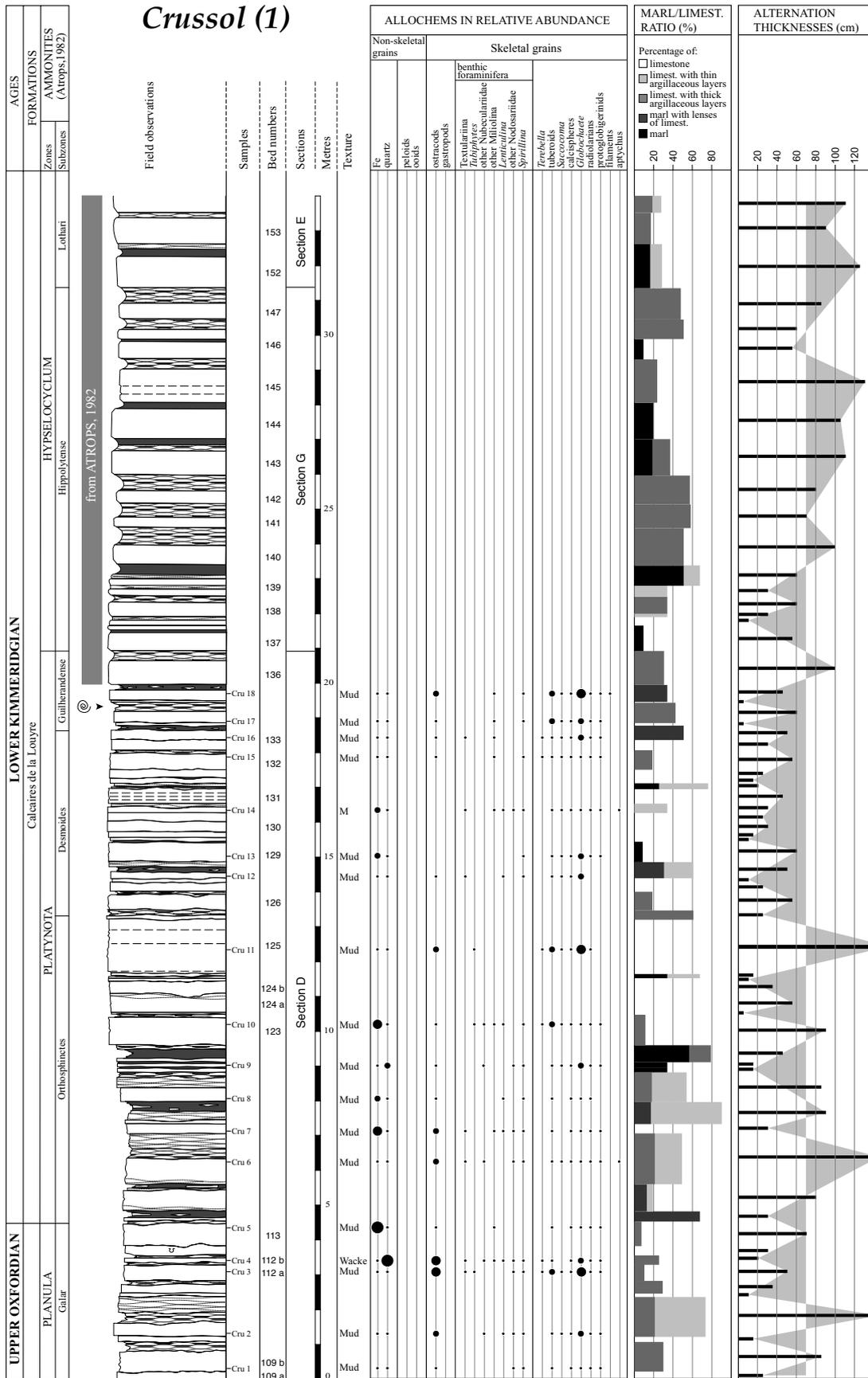


Fig. 4.19a: Montagne de Crussol section (part 1).

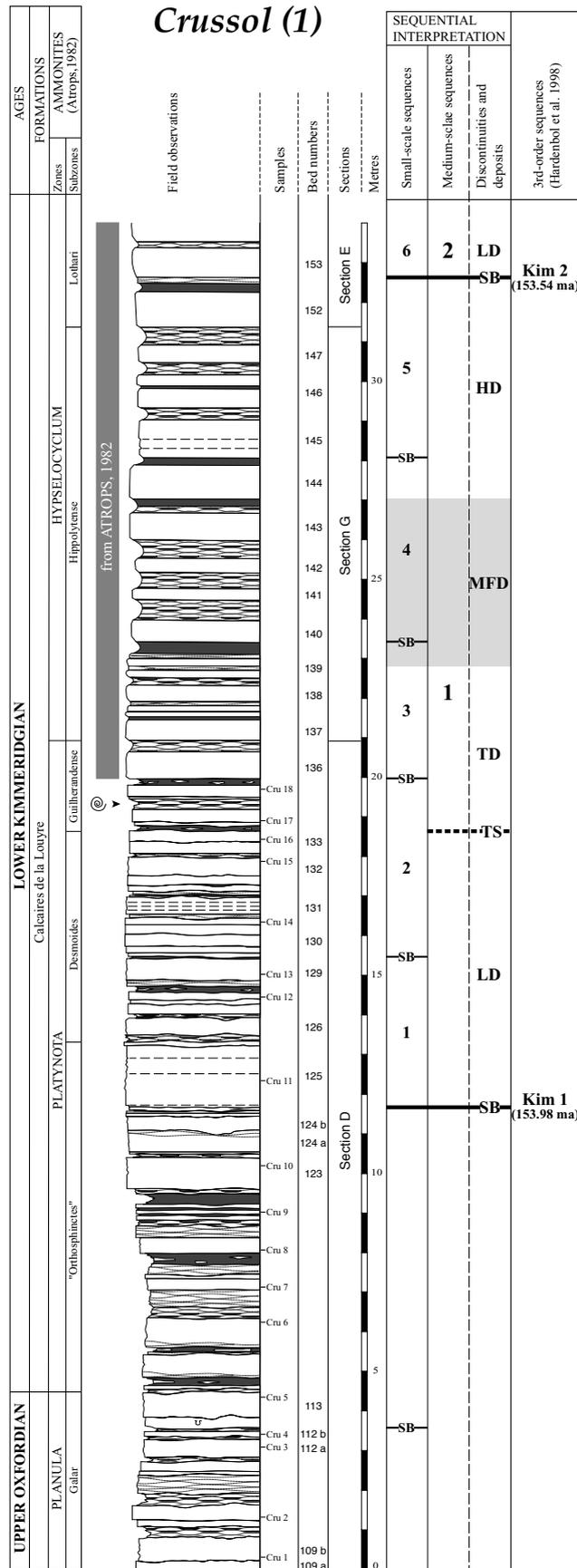


Fig. 4.19a': Sequential interpretation of the Montagne de Crussol section (part 1).

### Description et interprétation sédimentologique

La partie inférieure de la sous-zone à Orthosphinctes est relativement marneuse (Fig. 4.19a). La partie supérieure de la sous-zone à Orthosphinctes et la sous-zone à Desmoïdes sont en majeure partie composées de bancs calcaires peu épais et en grande partie amalgamés. La zone à Hypselocyclum correspond à un intervalle marneux relativement épais qui se termine par la Vire à Crussoliceras (mètres 45 et 46) (Fig. 4.19b). La partie inférieure de la zone à Divisum est condensée. Les bancs calcaires sont fins, fortement bioturbés et/ou noduleux. La partie supérieure de la zone à Divisum est composée de deux bancs épais de calcaire massif qui correspondent au Ressaut à Balderum. Les 10 mètres suivants (jusqu'au mètre 61) se distinguent par l'apparition de bancs épais de calcaire massif qui alternent avec des niveaux condensés (proportion d'argiles importante, intense bioturbation et grande quantité d'ammonites). La partie supérieure de la coupe (section F2) est dominée par les carbonates (Fig. 4.19c). La partie terminale du Kimméridgien (la partie supérieure de la zone à Eudoxus et la zone à Beckeri), qui est composée de falaises de calcaire massif, est inaccessible.

Les fossiles observés à Crussol sont essentiellement des ammonites, des belemnites, des crinoïdes et des brachiopodes. Un oursin, une éponge, des gastéropodes et des miliolles apparaissent dans la partie supérieure de la coupe (Fig. 4.19c). Le nombre et la taille des tubéroïdes varient d'un endroit à l'autre de la coupe. Les intervalles les plus calcaires correspondent néanmoins aux quantités les plus importantes de tubéroïdes, de nubéculaires, de *Terebella* et de *Globochaete* (Fig. 4.19a). Les tubéroïdes semblent enfin mieux préservés (tubéroïdes péloïdaux) dans la partie supérieure de la coupe (dès Cru 24) (Fig. 4.19b), où affleurent également des croûtes laminées (Cru 31) (Fig. 4.19c). L'apparition dans la partie supérieure de la coupe d'une faune caractéristique de domaines de sédimentation relativement peu profonds, de tubéroïdes mieux préservés et de croûtes laminées indique une diminution de la tranche d'eau qui est vraisemblablement liée à un déplacement du système sédimentaire vers la mer ouverte (progradation). Contrairement à la coupe de Châteauneuf d'Oze, la quantité de protoglobigérines et de radiolaires est constante tout au long de la coupe. La quantité de *Saccocoma* augmente graduellement pour atteindre un maximum compris entre Cru 26 et Cru 29 (Fig. 4.19b et 4.19c). Les filaments apparaissent dès le sommet de la zone à Platynota (Cru 18) (Fig. 4.19a). Les quantités les plus importantes caractérisent

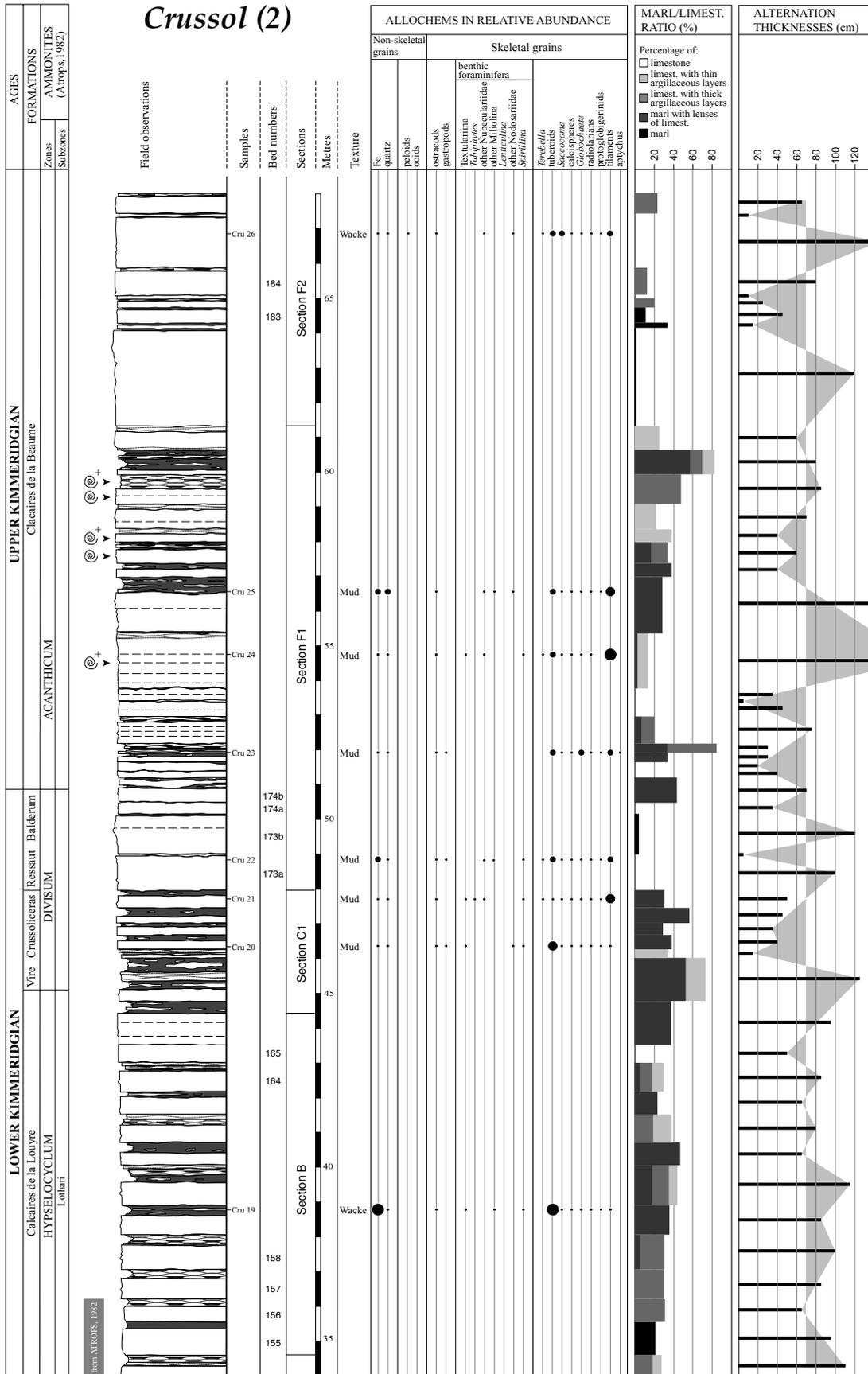


Fig. 4.19b: Montagne de Crussol section (part 2).

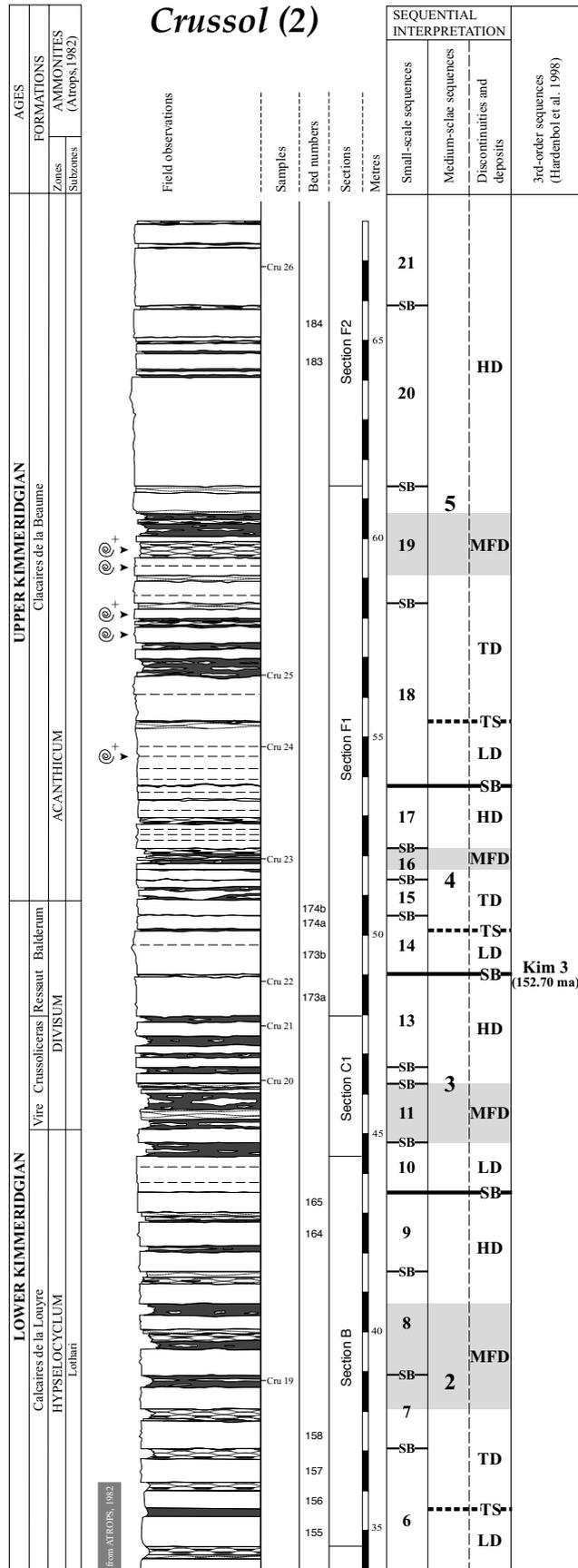


Fig. 4.19b': Sequential interpretation of the Montagne de Crussol section (part 2).

l'intervalle compris entre le Ressaut à Balderum (mètre 48) et Cru 29 (Fig. 4.19b).

### Interprétation séquentielle

La limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 12) coïncide avec l'alternance la plus épaisse et le pourcentage de marnes le plus faible observés dans la zone à Platynota (Fig. 4.19a'). Le dépôt de bas niveau correspond à des rapports marnes sur calcaires faibles. La surface de transgression de cette séquence (mètre 18) correspond à une augmentation de la quantité d'argiles (ou à une diminution de la quantité de carbonates). Le dépôt d'inondation maximale est composé en majeure partie de bancs épais de calcaire à joints argileux épais qui correspondent à des rapports marnes sur calcaires importants et à de fortes épaisseurs d'alternance. Le dépôt de haut niveau enregistre un enrichissement progressif des dépôts en carbonates.

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme se situe dans la sous-zone à Lozère, à la base d'un intervalle plus calcaire, qui se distingue également par des alternances relativement épaisses (mètres 33 à 35). La surface de transgression de cette séquence (mètre 35) coïncide avec une légère augmentation de la proportion de marnes (Fig. 4.19b'). Du mètre 38 au mètre 40.6, d'importantes épaisseurs de marnes et des niveaux de calcaires noduleux représentent un intervalle condensé qui est interprété comme le dépôt d'inondation maximale. Le dépôt de haut niveau coïncide avec des alternances relativement peu épaisses et une diminution de la proportion de marnes.

La partie inférieure de la troisième séquence de moyen terme est condensée. Par conséquent, l'épaisseur de cette séquence est réduite, comparable à l'épaisseur des séquences de court terme qui composent les séquences de moyen terme précédentes. Cette séquence est interprétée comme une séquence de moyen terme sur la base d'arguments biostratigraphiques et cyclostratigraphiques qui seront discutés ultérieurement (Chap. 6). La limite inférieure de la troisième séquence de moyen terme se situe à la base d'une alternance épaisse qui se distingue par une forte proportion de calcaire (mètre 44). Une alternance relativement épaisse (mètre 44.8 au mètre 46.3) qui enregistre un important accroissement de la proportion de marnes correspond au dépôt d'inondation maximale. Le dépôt de haut niveau est en majeure partie composé d'alternances de couches

marneuses et de couches calcaires d'égaies épaisseurs. La troisième séquence de moyen terme se termine par le premier des bancs qui forment le Ressaut à Balderum (mètre 48).

La quatrième séquence de moyen terme est en grande partie condensée. La limite inférieure de cette séquence se situe à la base du deuxième banc qui compose le Ressaut à Balderum (mètre 49). Le dépôt d'inondation maximale correspond à un niveau fortement condensé. Le dépôt de haut niveau est composé d'alternances de moins en moins marneuses et de plus en plus fines.

La cinquième séquence de moyen terme est la plus épaisse. La partie inférieure de cette séquence présente une importante quantité d'ammonites. La limite inférieure de la cinquième séquence de moyen

terme (mètre 54) est une surface ondulée, surmontée d'un niveau argileux d'épaisseur constante. Une légère augmentation de la proportion de marnes est interprétée comme la surface de transgression. Le dépôt d'inondation maximale est composé d'alternances qui sont en majeure partie des calcaires à joints argileux épais ou des marnes à nodules de calcaire. Le dépôt de haut niveau de la cinquième séquence de moyen terme est formé de bancs épais de calcaire massif qui alternent avec de fins interbancs argileux. L'épaisseur des bancs calcaires diminue vers la limite inférieure de la sixième séquence de moyen terme alors que celle des interbancs argileux augmente.

La limite inférieure de la sixième séquence de moyen terme se situe à la base d'un banc très épais de calcaire massif (mètre 69) (Fig. 4.19c'). Elle correspond à une très faible proportion de marnes.

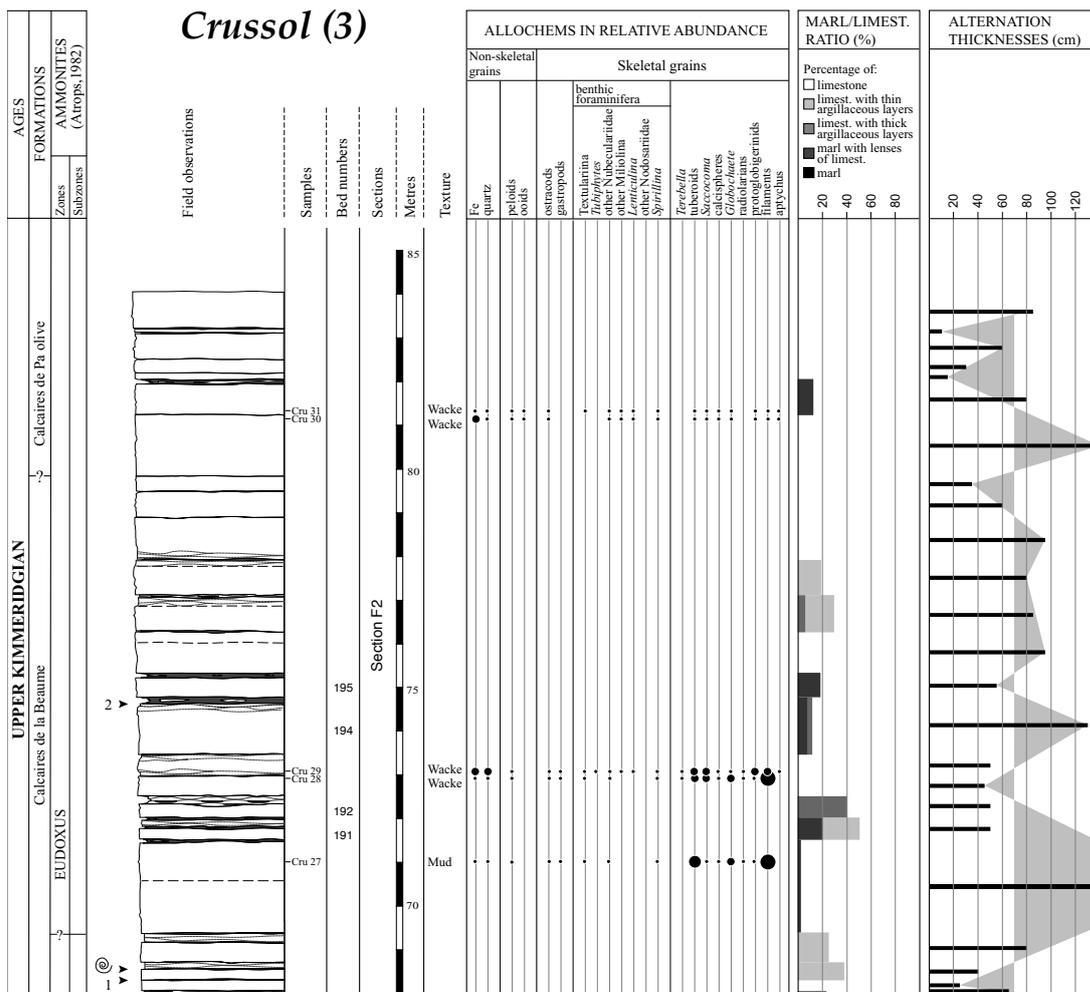


Fig. 4.19c: Montagne de Crussol section (part 3).  
1 echinoid  
2 sponge

La surface de transgression coïncide avec une légère augmentation du pourcentage de marnes. Le dépôt d'inondation maximale est composé d'alternances épaisses et dominées par les calcaires. L'épaisseur des interbanes argileux (mètre 75) est cependant importante comparée à celle des interbanes précédents. Le dépôt de haut niveau se distingue par une diminution de l'épaisseur des alternances et du pourcentage de marnes.

La limite inférieure de la septième séquence de moyen terme (mètre 80) coïncide avec l'apparition d'un banc très épais de calcaire massif. La surface de transgression de cette séquence correspond à une légère augmentation de la proportion de marnes.



Fig. 4.20: Location of the Châteauneuf d'Oze section. Fonds Topographiques et Cartographiques Institut Géographique National Editions Didier & Richard, 1:50 000 n° 7, Massifs du Gapençais

### 4.4.2 Châteauneuf d'Oze

#### Situation géographique

La coupe de Châteauneuf d'Oze (Chap. 1, Fig. 1.1) est située à gauche de la route départementale 20 qui relie Châteauneuf d'Oze à Veynes (Fig. 4.20). Elle commence au Nord-Est de la ferme du Chazal à l'endroit où le torrent de Bonne rejoint le Drouzet. Dans la région de Châteauneuf d'Oze, la partie supérieure du Kimméridgien et le Tithonien sont érodés. L'hypothèse la plus satisfaisante pour expliquer cette lacune de sédimentation est un canyon sous-marin de direction ouest-est (BEAUDOIN, 1977). Néanmoins, la coupe de Châteauneuf d'Oze constitue une coupe de référence pour l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur par les études réalisées en biostratigraphie (ATROPS, 1982), en géochimie (DE RAFÉLIS, 2000), en palynologie (JAN DU CHENE et al., 2000) et sur la matière organique (BOMBARDIERE, 1998).

#### Description et interprétation sédimentologique

L'Oxfordien supérieur et la base du Kimméridgien, jusque dans la partie inférieure de la sous-zone à Galar, sont dominés par les calcaires (Fig. 4.21a). La partie supérieure de la sous-zone à Galar et la sous-zone à Orthosphinctes sont très marneuses. Le passage de la sous-zone à Orthosphinctes à la sous-zone à Desmoides (mètre 12) correspond à un empilement de bancs relativement épais de calcaires clairs et faiblement bioturbés où les interbanes marneux sont peu développés voire absents. Les huit mètres suivants (du mètre 13 au mètre 20) sont composés d'alternances de plus en plus riches en marnes. L'intervalle compris entre le mètre 15 et le mètre 17 présente

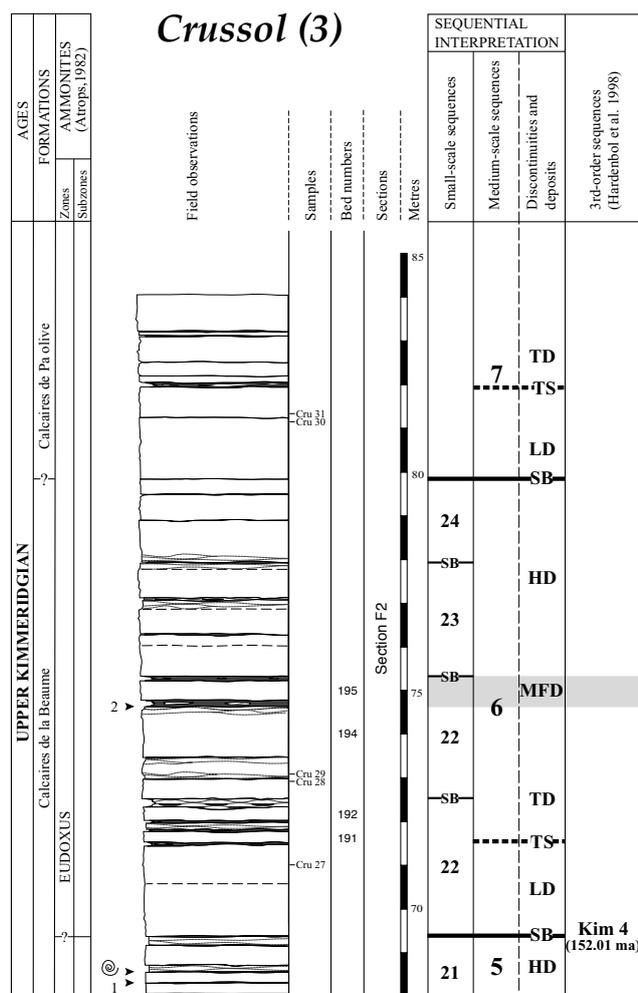


Fig. 4.19c': Sequential interpretation of the Montagne de Crussol section (part 3).

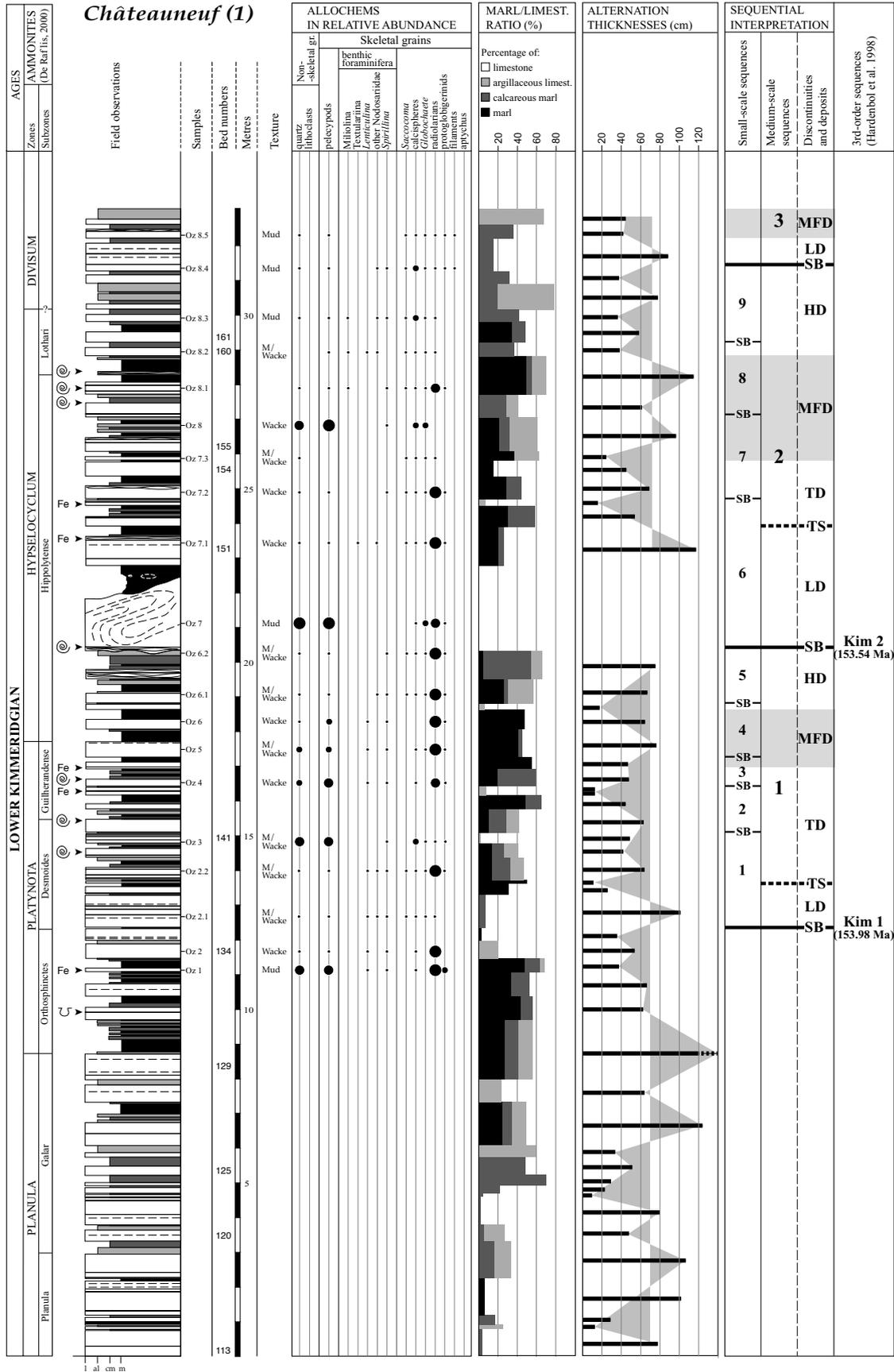


Fig. 4.21a: Châteauneuf d'Oze section (part 1).

une concentration relativement élevée de pyrite et d'ammonites. Un slump (mètres 20 à 22) précède huit mètres (jusqu'au mètre 30) d'alternances en majeure partie dominées par les marnes (Pl. 9B). Une intense bioturbation et des accumulations de pyrite et d'ammonites traduisent des taux de sédimentation relativement faibles. Les deux tiers de la zone à *Divisum* (mètres 30 à 36) sont composés d'alternances dominées par des calcaires clairs et légèrement bioturbés. La partie supérieure de la zone à *Divisum* (mètres 34 à 36) se distingue par une sédimentation plus marneuse et par des bancs épais de calcaire massif qui représentent le Ressaut à Balderum (Fig. 4.21b). La surface supérieure du banc 177 est particulièrement riche en ammonites (Pl. 9C). Les cinq mètres suivants débutent avec deux bancs relativement épais de calcaires sombres et modérément bioturbés et se terminent par des alternances de plus en plus riches en marnes. ATROPS & MOUSSINE-POUCHKINE (2000) observent au sommet de la coupe des surfaces ondulées et ferrugineuses qui indiquent des arrêts de sédimentation et une diminution de la bathymétrie. Les radiolaires dominent dans la partie inférieure de la coupe (du mètre 11 au mètre 28) (Fig. 4.21a). Au-dessus, les assemblages de fossiles sont dominés par les calcisphères, les filaments et *Saccocoma*.

En résumé, les caractéristiques sédimentologiques communes aux coupes de Crussol et de Châteauneuf d'Oze sont l'apparition des filaments aux environs

du Ressaut à Balderum et une diminution de la bathymétrie au Kimméridgien supérieur.

*Interprétation séquentielle*

La limite inférieure de la première séquence de moyen terme (mètre 12) est comprise dans un paquet de bancs épais de calcaires clairs et faiblement bioturbés qui appartiennent à la partie inférieure de la zone à *Platynota* (Fig. 4.21a). La surface de transgression de cette séquence est indiquée par une légère augmentation de la proportion de marnes. Le dépôt d'inondation maximale correspond aux interbancs marneux et aux bancs calcaires les plus épais.

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme se situe à la base du slump (mètre 20). La surface de transgression de cette séquence coïncide avec une légère augmentation de la proportion de marnes. Le dépôt d'inondation maximale est composé d'alternances épaisses, relativement marneuses et riches en ammonites. Le dépôt de haut niveau est représenté par des bancs calcaires de plus en plus fins et par une proportion de marnes de plus en plus faible.

Comme à Crussol, l'épaisseur de la troisième et de la quatrième séquence de moyen terme est réduite, comparable à l'épaisseur des séquences

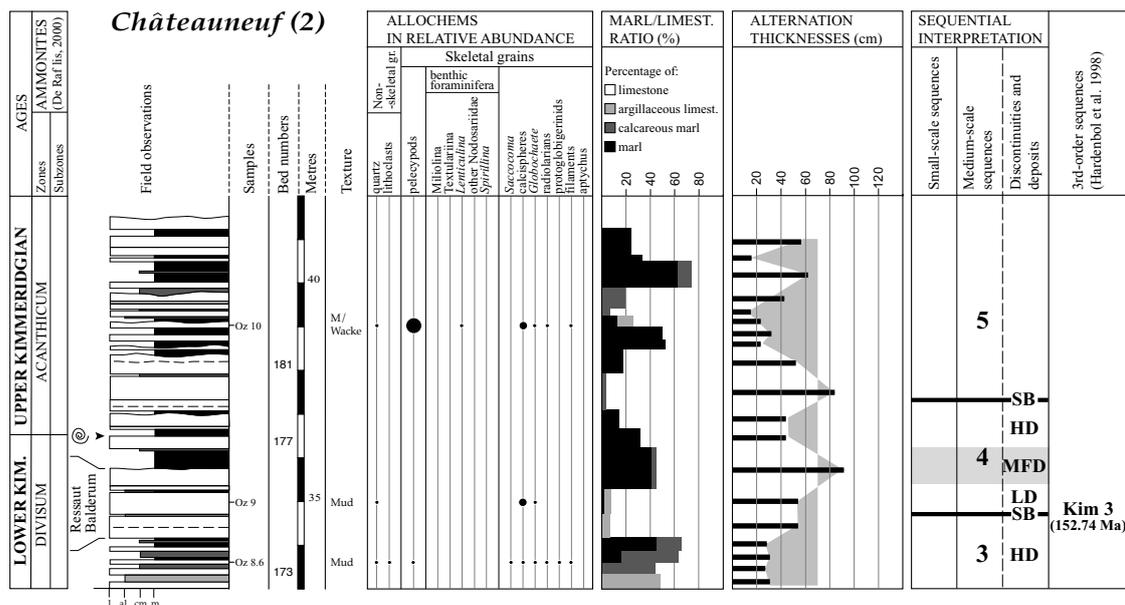
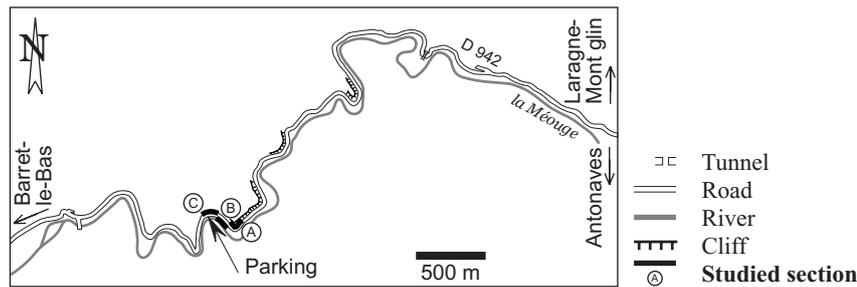


Fig. 4.21b: Châteauneuf d'Oze section (part 2).



**Fig. 4.22:** Location of the Gorges de la Méouge section.

*Fonds Topographiques et Cartographiques*

*Institut Géographique National*

*Editions Didier & Richard, 1:50 000*

*n°13, Du mont Ventoux à la montagne de Lure*

de court terme qui composent les séquences de moyen terme précédentes. Ces deux séquences sont interprétées comme des séquences de moyen terme sur la base d'arguments biostratigraphiques et cyclostratigraphiques qui seront discutés ultérieurement (Chap. 6).

La limite inférieure de la troisième séquence de moyen terme (mètre 31) précède trois bancs calcaires qui représentent le début d'un empilement d'alternances dominées par des calcaires clairs et légèrement bioturbés (mètres 31 à 36). Le dépôt d'inondation maximale correspond à une légère augmentation de la proportion de marnes. Le dépôt de haut niveau coïncide avec une diminution de l'épaisseur des bancs calcaires et une augmentation de la quantité de marnes (Fig. 4.21b).

La limite inférieure de la quatrième séquence de moyen terme se situe, comme à Crussol, à la base du deuxième banc du Ressaut à Balderum (mètres 35 à 36). Le dépôt d'inondation maximale de cette séquence correspond à des alternances épaisses, dominées par les marnes et riches en ammonites (surface supérieure du banc 177). Le dépôt de haut niveau est indiqué par une diminution de la proportion de marnes et de l'épaisseur des alternances.

L'interprétation séquentielle du sommet de la coupe de Châteauneuf d'Oze est difficile compte tenu de la lacune de sédimentation qui caractérise le Kimméridgien supérieur de cette région. La limite inférieure de la cinquième séquence de moyen terme (mètre 38) est située, comme à Crussol, à la base du premier banc épais de calcaire massif qui affleure dans la partie inférieure de la zone à *Acanthicum*.

### 4.4.3 Les Gorges de la Méouge

#### *Situation géographique*

La coupe des Gorges de la Méouge (Chap. 1, Fig. 1.1) est située sur la route départementale 942, entre Laragne-Montéglin et Barret-le-Bas (Fig. 4.22). La section A débute à droite de la route, 2 kilomètres environ avant la sortie ouest des gorges, et se termine par une lacune d'affleurement. La section B se trouve en contrebas de la route, sur la rive gauche de la Méouge (Pl. 9G). Enfin, la section C affleure à droite de la route. La fin de la coupe coïncide avec la disparition des interbancs marneux.

Le contenu en ammonites de la coupe des Gorges de la Méouge est insuffisant pour établir un cadre biostratigraphique précis. La stratigraphie résulte des corrélations avec la coupe de Châteauneuf d'Oze réalisées par DE RAFÉLIS (2000). Les limites de zones et de sous-zones d'ammonites (sauf celles de la sous-zone à *Lothari*) sont approximatives.

#### *Description et interprétation sédimentologique*

Le début de la série étudiée (de la base de *Platynota* au Tithonien) est indiqué par les premières marnes (mètre 30 à 32) qui suivent la limite inférieure de la zone à *Platynota* (Fig. 4.23a). Leur proportion diminue ensuite légèrement avant d'augmenter à nouveau dans la partie supérieure de la zone à *Platynota* (mètre 36) (Fig. 4.23b). Le rapport marnes sur calcaires et l'épaisseur des alternances, qui composent la zone à *Hypselocyclum* et les deux tiers de la zone à *Divisum*, sont relativement constants. La sédimentation paraît par conséquent relativement uniforme pendant cette

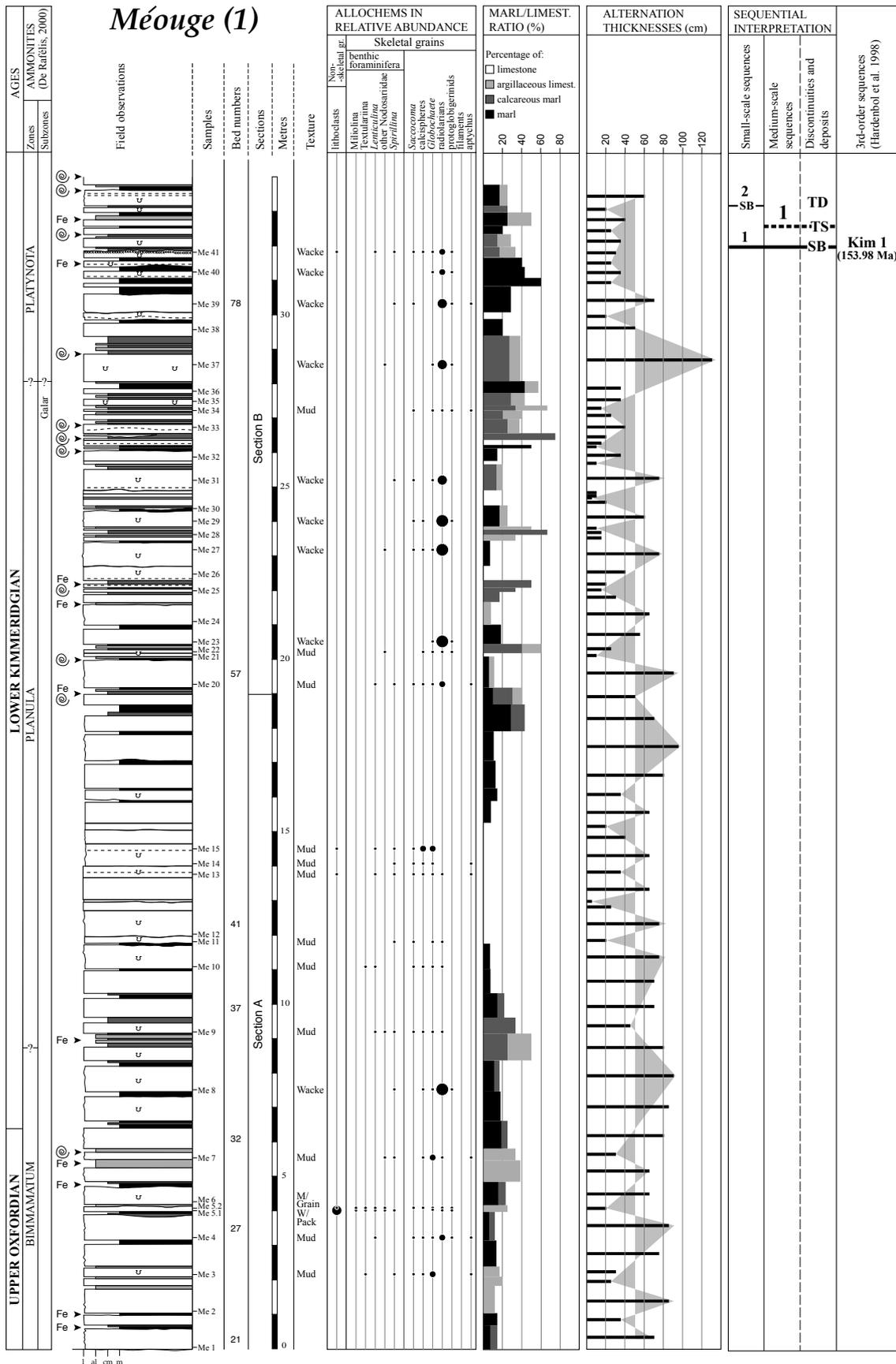


Fig. 4.23a: Gorges de la Méouge section (part 1).



période. La zone à *Divisum* se termine par trois bancs épais qui forment le Ressaut à Balderum (mètres 59 et 61). Les 19 mètres suivants (du mètre 61 au mètre 80) sont dominés par les calcaires. La proportion de marnes diminue progressivement jusqu'au mètre 80. La coupe se termine par la disparition des interbancs marneux et l'apparition des chailles.

La coupe des Gorges de la Méouge est dominée par des microfaciès pélagiques (mudstones et wackestones à radiolaires). Les filaments apparaissent dès la sous-zone à *Lothari*, c'est-à-dire plus tôt par rapport à la coupe de Châteauneuf d'Oze (Fig. 4.23b).

En résumé, la coupe des Gorges de la Méouge se distingue des deux autres coupes étudiées dans le

Bassin vocontien par une sédimentation clairement pélagique et très uniforme.

*Interprétation séquentielle*

En raison de l'uniformité de la sédimentation, l'interprétation séquentielle est difficile et fortement dépendante des corrélations avec les deux autres coupes levées dans le Bassin vocontien.

Dans les coupes de Crussol et de Châteauneuf d'Oze, la limite inférieure de la première séquence de moyen terme correspond au ressaut calcaire qui suit le niveau marneux caractéristique de la limite entre les zones à *Planula* et à *Platynota* (Fig. 4.19a' et 4.21a). Dans la coupe des Gorges de la Méouge, ce

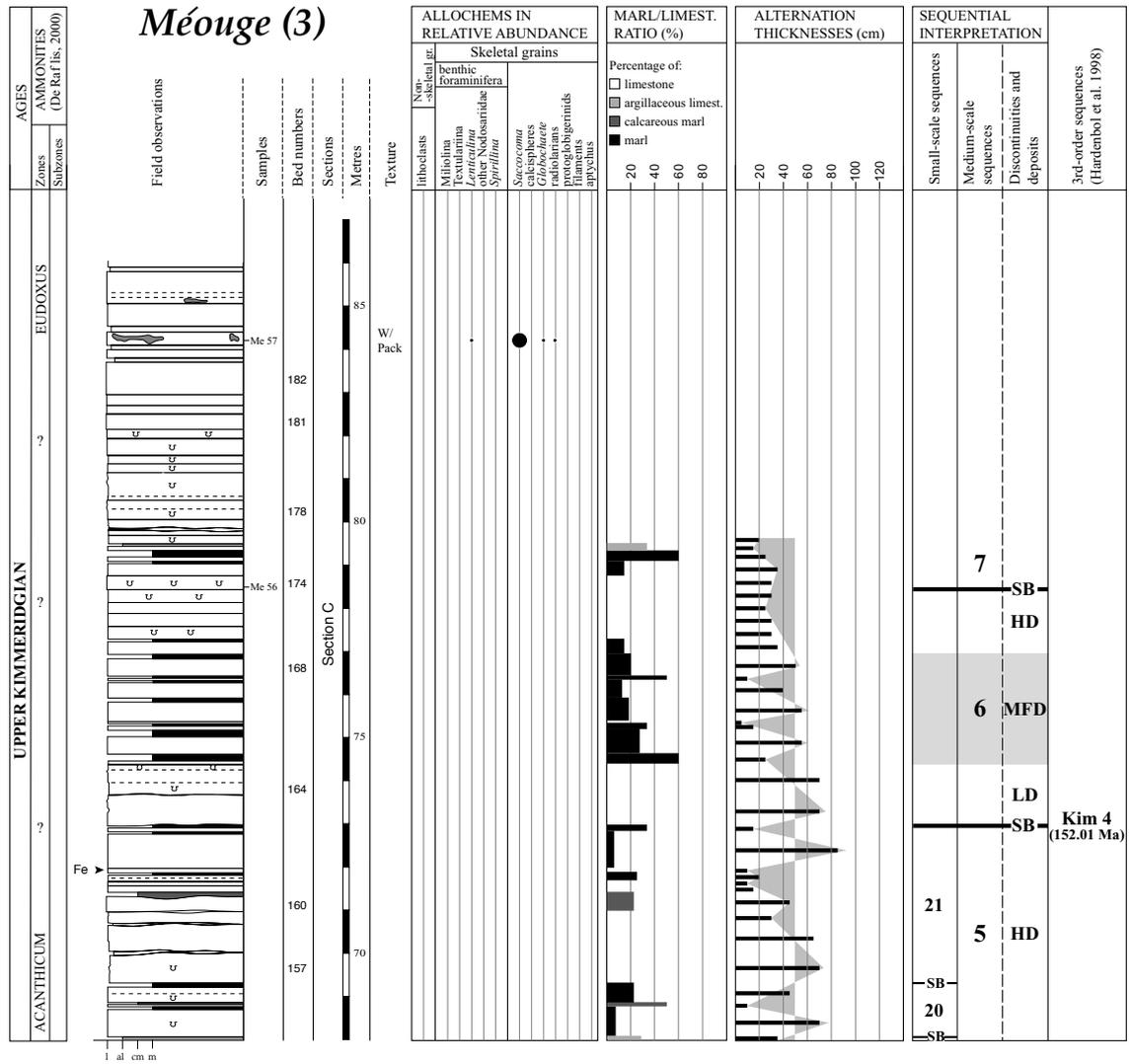


Fig. 4.23c: Gorges de la Méouge section (part 3).

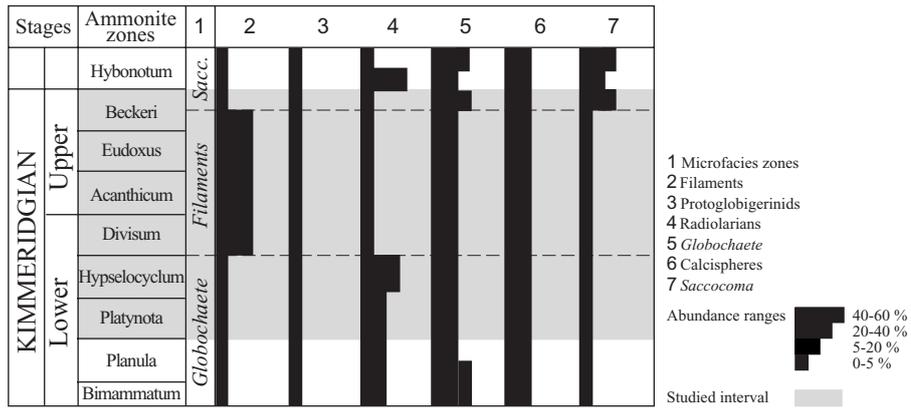


Fig. 4.24: Microfacies zonation for the Kimmeridgian of the Ardèche area in the Vocontian Basin, modified from Dromart & Atrops (1988).

ressaut n'apparaît pas aussi distinctement que dans les deux autres coupes (Fig. 4.23a). Néanmoins, une diminution du rapport marnes sur calcaires et une surface fortement bioturbée et couverte de fer oxydé (mètre 32) indique un arrêt ou un ralentissement de la sédimentation, qui est interprété comme une limite de séquence. La surface de transgression de cette séquence est indiquée par une légère augmentation de la proportion de marnes (mètre 34). Le dépôt d'inondation maximale (du mètre 37 au mètre 39) correspond à un maximum de la proportion de marnes et à des épaisseurs d'alternances relativement fortes (Fig. 4.23b).

La limite inférieure de la deuxième séquence de moyen terme (mètre 45) est située à la base d'une alternance contenant peu de marnes, relativement épaisse et comprise dans un intervalle riche en pyrite et en ammonites. La surface de transgression de cette séquence coïncide avec une première augmentation de la proportion de marnes (mètre 46). La base du

maximum d'inondation correspond à une deuxième augmentation de la proportion de marnes (mètre 49), plus forte que la première. Le dépôt d'inondation maximale s'étend jusqu'au mètre 54 où la quantité de marnes diminue. L'épaisseur des alternances comprises entre les mètres 50 et 53 est relativement forte.

Comme dans les coupes de Crussol et de Châteauneuf d'Oze, la troisième et la quatrième séquence de moyen terme ont une épaisseur réduite, qui est comparable à celle des séquences de court terme qui composent les deux premières séquences de moyen terme.

La limite inférieure de la troisième séquence de moyen terme (mètre 57) coïncide avec une diminution de la proportion de marnes, une augmentation de l'épaisseur des alternances et des bancs de calcaire noduleux. Le maximum d'inondation de cette séquence (mètre 58) correspond à une alternance relativement épaisse et en majeure partie composée de marnes.

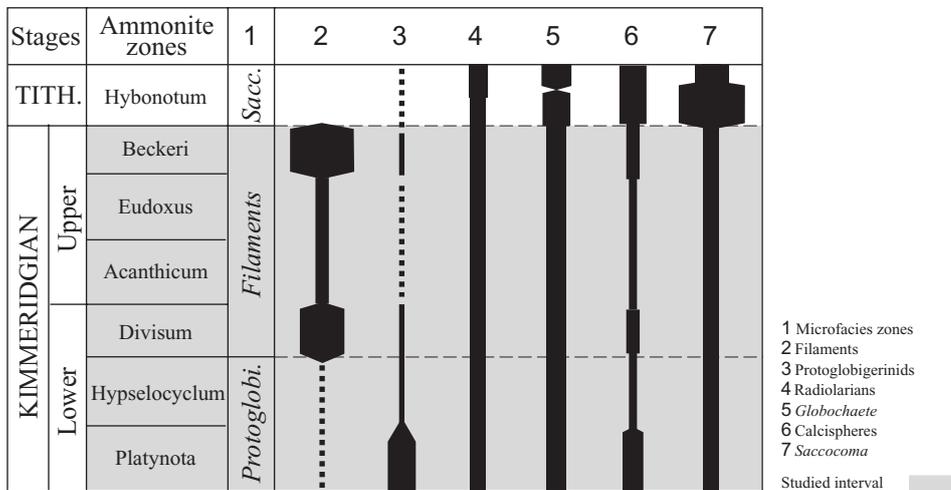


Fig. 4.25: Microfacies zonation proposed by BENZAGGAGH (2000) for the Kimmeridgian in the inner Prerif and Mesorif (northern Morocco).

Comme à Crussol et à Châteauneuf d'Oze, la limite inférieure de la quatrième séquence de moyen terme (mètre 60) est située à la base du deuxième banc qui forme le Ressaut à Balderum. Le maximum d'inondation de cette séquence est indiqué par la plus grande proportion de marnes qui apparaît immédiatement après le Ressaut à Balderum. Le dépôt de haut niveau correspond à une diminution de la proportion de marnes et de l'épaisseur des alternances.

La limite inférieure de la cinquième séquence de moyen terme (mètre 62) correspond à un empilement de bancs relativement épais de calcaire massif avec des interbancs marneux peu ou pas développés. La surface de transgression de cette séquence est située au sommet du dernier banc qui forme cet empilement, et qui est surmonté d'une quantité importante de marnes (mètre 63). Le dépôt d'inondation maximale correspond à deux alternances très marneuses et particulièrement riches en pyrite. Comme à Crussol, le dépôt de haut niveau de la cinquième séquence de moyen terme est très épais. Il comprend des alternances épaisses et en majeure partie composées de calcaires (Fig. 4.23c).

La limite inférieure de la sixième séquence de moyen terme est située à la base de deux bancs épais de calcaire massif et bioturbé (mètre 73). Le maximum d'inondation de cette séquence coïncide avec l'intervalle marneux qui suit.

La limite inférieure de la septième séquence de moyen terme est située à la base du banc le plus épais et le plus bioturbé (mètre 78) d'un empilement formé de bancs relativement fins de calcaire massif. Cet empilement est suivi des derniers interbancs marneux observés (mètre 79). Comme à Crussol, la partie supérieure de la coupe des Gorges de la Méouge est composée de calcaires massifs.

#### 4.4.4 Stratigraphie des microfossiles pélagiques

Les microfossiles du bassin comparés à ceux de la plate-forme ont plus une valeur temporelle que paléoenvironnementale.

DROMART & ATROPS (1988) proposent une échelle stratigraphique basée sur l'évolution des fréquences relatives des microfossiles pélagiques du Jurassique moyen-supérieur (Callovien-Tithonien) de la Bordure ardéchoise, marge occidentale du Bassin vocontien (Fig. 4.24). Les différentes zones définies sont corrélées à l'échelle standard des ammonites et comparées aux données provenant de séries du pourtour méditerranéen et de l'Atlantique Central. Le Kimméridgien inférieur jusqu'à la zone d'ammonites à *Hypselocyclum* correspond à la zone à *Globochaete*. La faune est essentiellement constituée de *Globochaete*, de radiolaires et de quelques *Saccocoma*. Dans cet intervalle, trois associations apparaissent:

- *Globochaete* dominants,
- *Globochaete* et radiolaires dominants,
- radiolaires dominants.

De la zone d'ammonites à *Divisum* à celle à *Beckeri*, les filaments dominent. Le Kimméridgien terminal (zone d'ammonites à *Beckeri*) est marqué par l'apogée des *Saccocoma* et la récurrence des *Globochaete*.

Dernièrement, BENZAGGAGH (2000) apporte des précisions sur la zonation proposée par DROMART & ATROPS (1988). La zone à *Platynota* se distingue par un pic de protoglobigérines; les zones à *Divisum* et *Beckeri* correspondent à des pics de filaments; l'explosion des *Saccocoma* marque la base du Tithonien (Fig. 4.25).

Dans les coupes de Crussol, Châteauneuf d'Oze et la Méouge, seul le pic de filaments dans la zone à *Divisum* apparaît de manière systématique.

\*\*\*



## 5 - CORRÉLATIONS

Les corrélations chronostratigraphiques sont indispensables pour valider l'interprétation séquentielle d'une coupe. En l'occurrence, les corrélations et l'interprétation séquentielle des coupes sont présentées séparément, mais l'une et l'autre sont complémentaires.

Les corrélations permettent de mesurer l'influence des facteurs qui contrôlent la sédimentation. Elles permettent notamment de distinguer les phénomènes autocycliques des phénomènes allocycliques et révèlent, par les variations différentielles d'espace disponible entre les coupes, les périodes d'activité tectonique locales, régionales et/ou globales et, par des caractéristiques sédimentologiques communes à l'ensemble des dépôts, les changements environnementaux et climatiques. Les corrélations donnent également une image tridimensionnelle du système sédimentaire. Dans le cas présent, l'évolution verticale et latérale de la géométrie des corps sédimentaires permet de définir les relations qui existent entre la plate-forme et le bassin.

Les corrélations chronostratigraphiques sont basées sur des niveaux repères qui sont fournis, pour le Kimméridgien du Jura et du Bassin vocontien, par la biostratigraphie, la lithostratigraphie et/ou la chimiostratigraphie.

La biostratigraphie est indispensable pour confirmer l'interprétation séquentielle et cyclostratigraphique des coupes et leur corrélation. En l'occurrence, les marqueurs biostratigraphiques confirment les corrélations des limites de séquences de troisième ordre et de moyen terme, mais ne justifient pas les corrélations des séquences de court terme, qui constituent un cadre chronostratigraphique de plus haute résolution. Par conséquent, les corrélations des séquences de court terme sont basées sur la comparaison d'une coupe à l'autre de l'évolution

verticale des faciès sédimentaires et de l'épaisseur des bancs. Dans le cas où plusieurs possibilités de corrélation apparaissent, la solution la plus appropriée, c'est-à-dire qui réunit le maximum des éléments de corrélation, est choisie ("best fit").

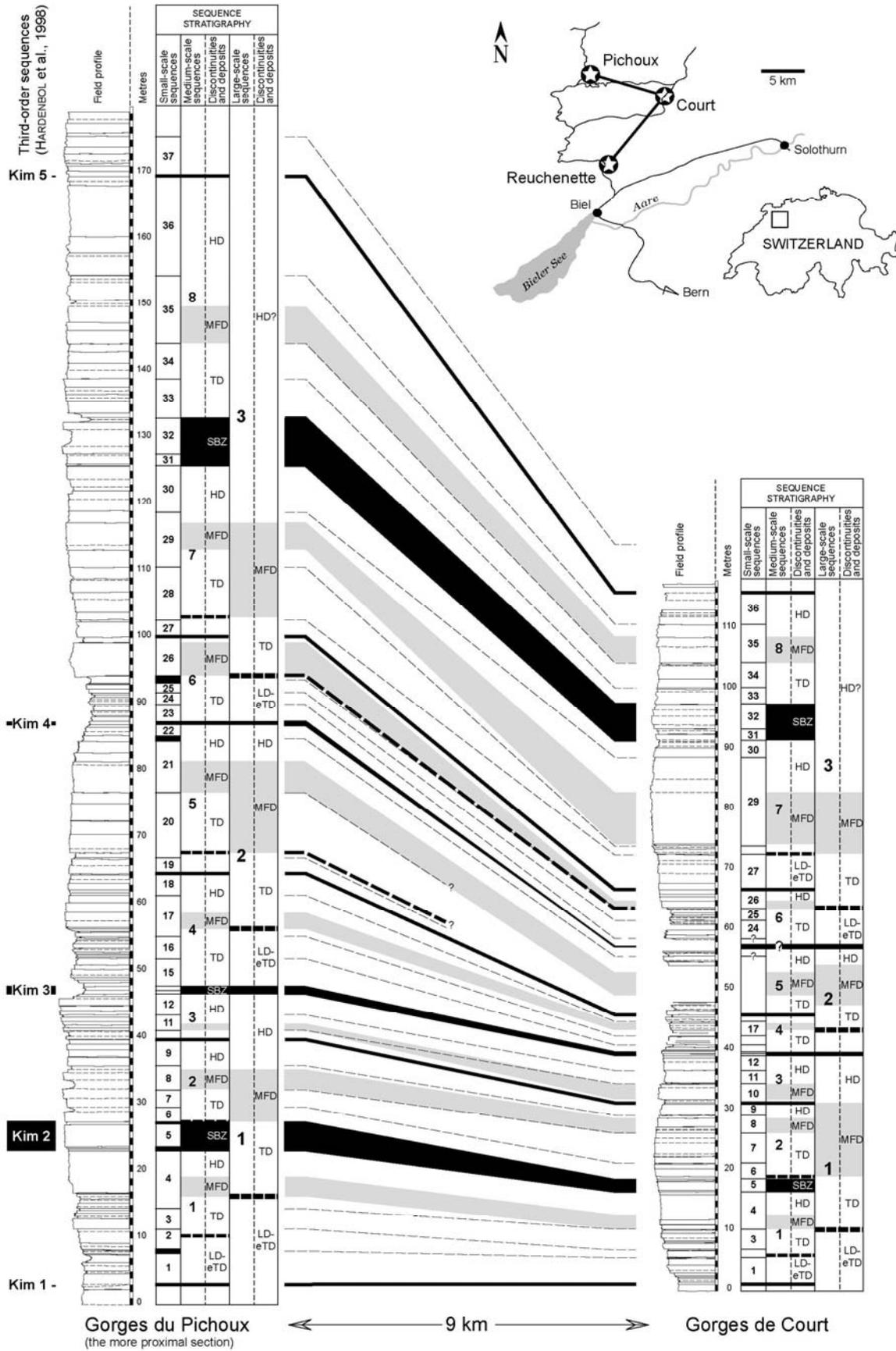
La validité des marqueurs lithostratigraphiques est généralement basée sur la biostratigraphie. Les formations lithologiques résultent de changements environnementaux majeurs qui peuvent être synchrones à l'échelle locale voire régionale. Les corrélations basées sur les marqueurs lithostratigraphiques sont d'autant plus exactes que la tranche d'eau est importante. En effet, les variations latérales de faciès constituent le principal argument contre l'utilisation des formations lithologiques comme marqueurs isochrones dans les environnements de plates-formes peu profondes.

La chimiostratigraphie est basée sur les corrélations des minima ou maxima de la concentration d'un élément donné. Les marqueurs géochimiques sont valables dans un système de sédimentation donné, mais doivent être utilisés avec précaution quand il s'agit de corréler des systèmes sédimentaires différents (Chap. 8).

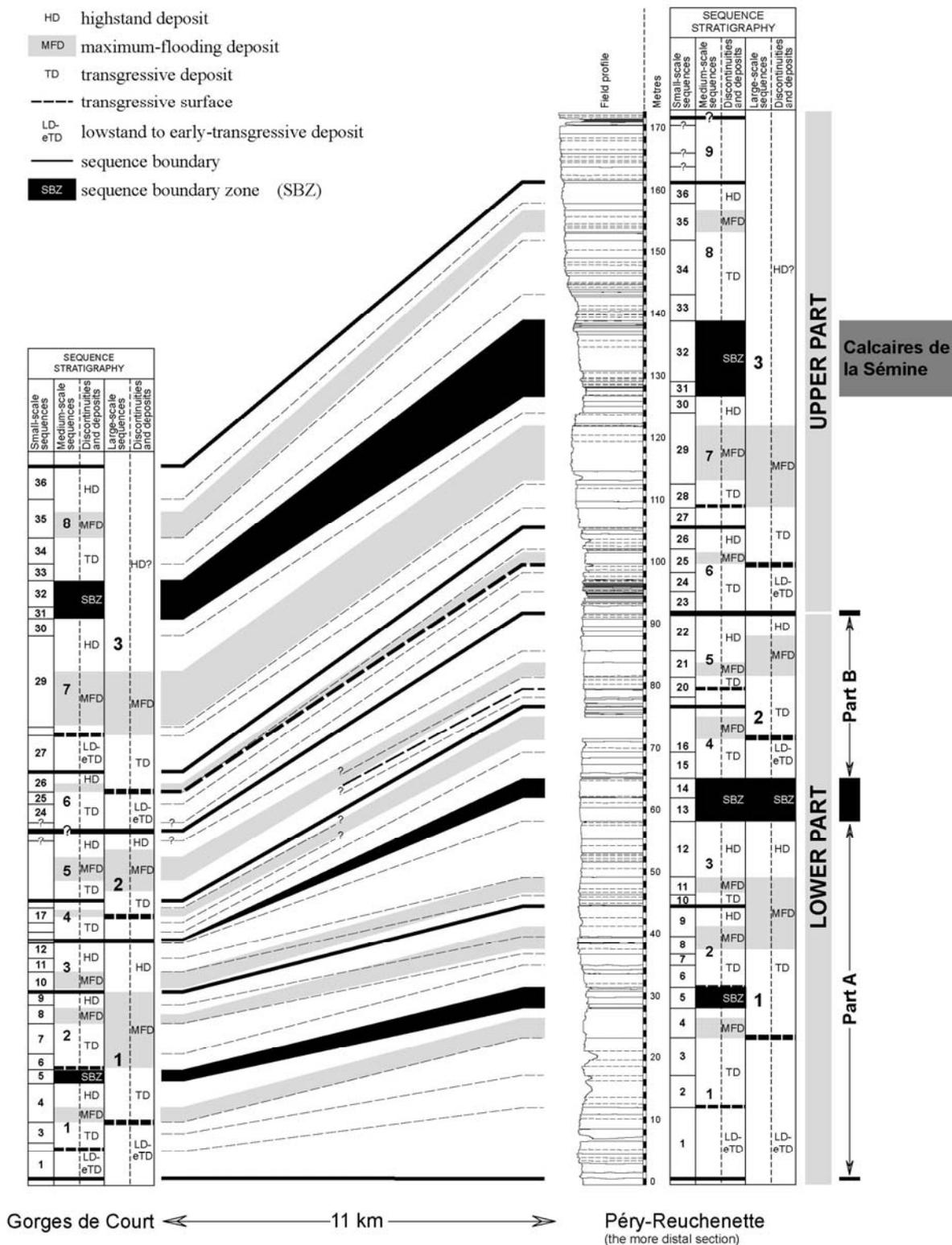
### 5.1 CORRÉLATIONS DANS LE JURA CENTRAL

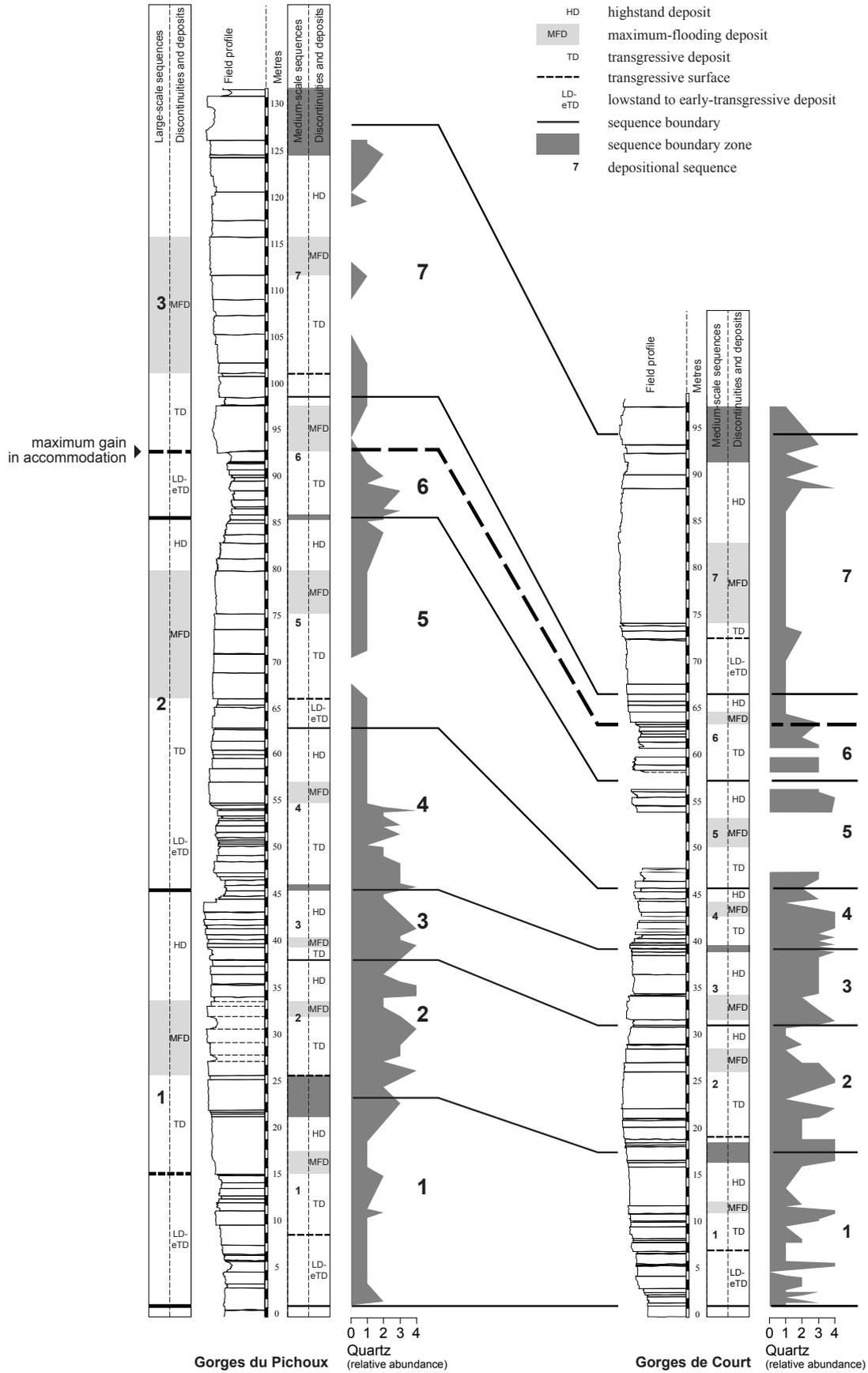
#### 5.1.1 Marqueurs

Les corrélations des coupes du Jura central (Fig. 5.1) sont essentiellement basées sur la limite inférieure de la Formation de Reuchenette. Il s'agit d'un repère lithostratigraphique qui est valable à l'échelle locale (GYGI, 2000), qui est daté de la zone d'ammonites à *Platynota* (GYGI & PERSOZ, 1986), et qui est indiqué par un brusque changement de texture (de packstone-grainstones à mudstones), par l'établissement de

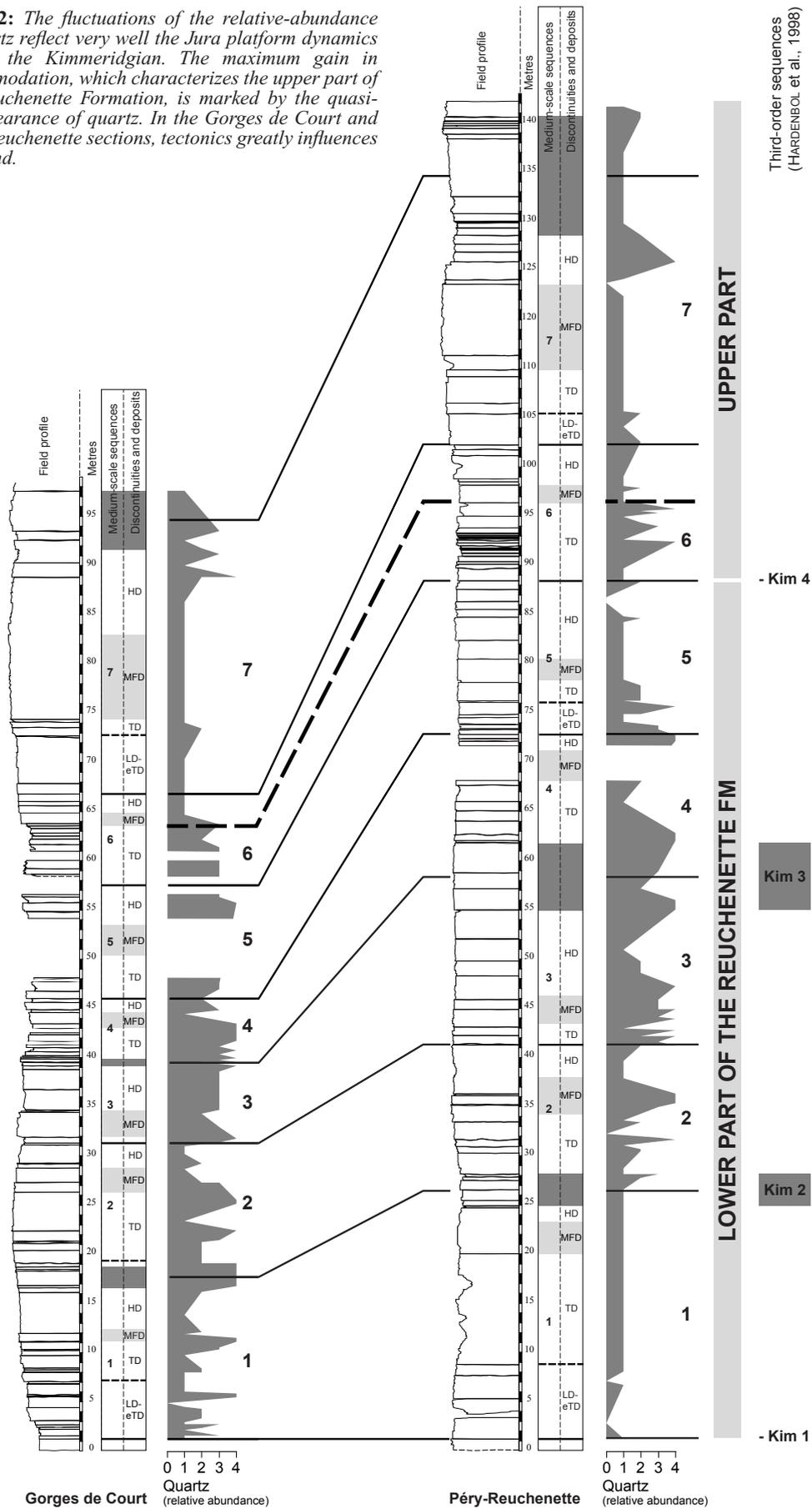


**Fig. 5.1:** High-resolution chronostratigraphic correlations of the Swiss Jura sections. Two main parts are defined: the lower part, which comprises the intervals A and B, and the upper part. These subdivisions result from the superposition of two frequencies of relative sea-level fluctuations. In the upper part, the sequence boundary zone, which stands between the seventh and the eighth medium-scale sequence, is comparable to the Calcaires de la Sémine defined in the southern Jura (Chap. 6.2.3).

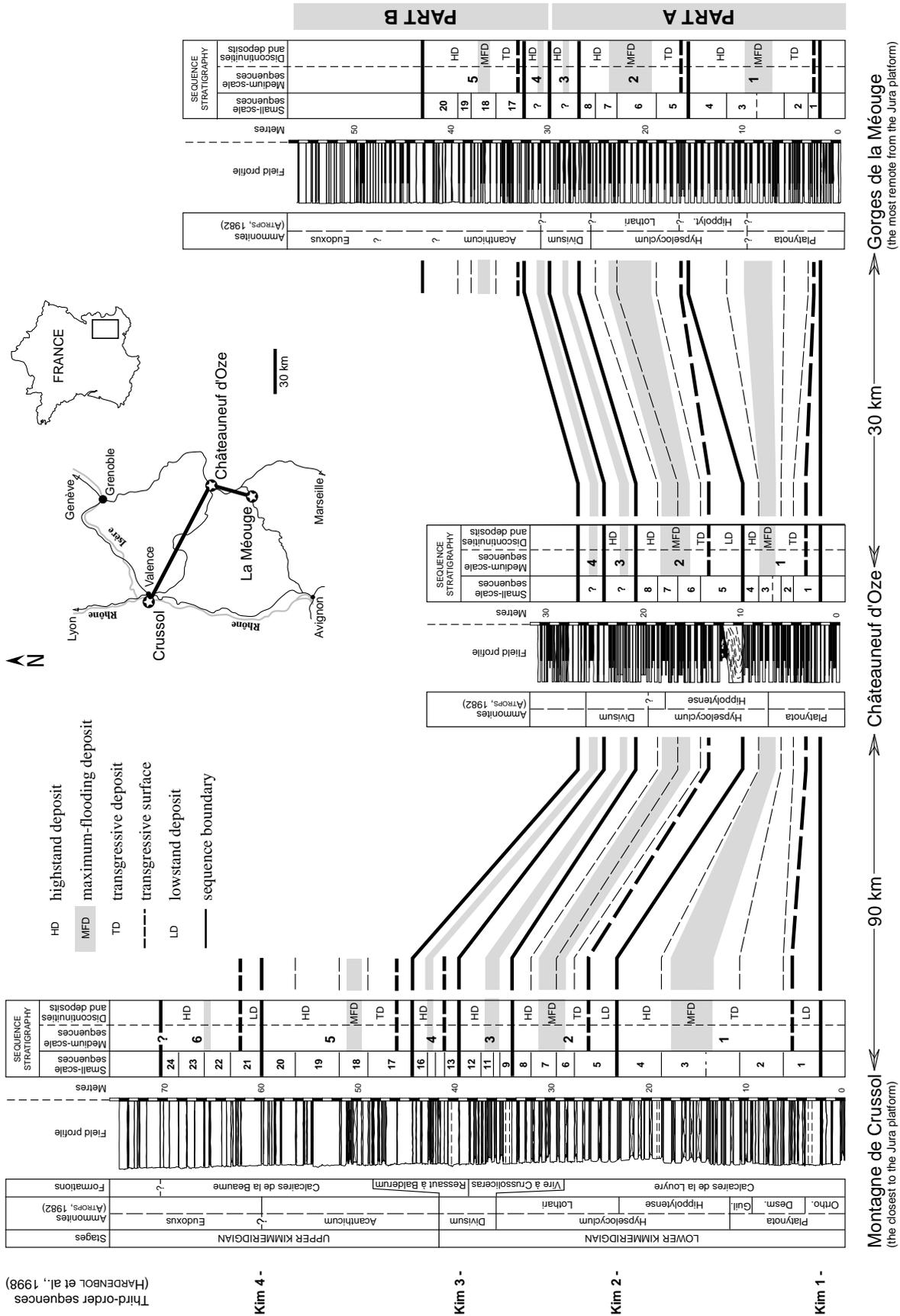




**Fig. 5.2:** The fluctuations of the relative-abundance of quartz reflect very well the Jura platform dynamics during the Kimmeridgian. The maximum gain in accommodation, which characterizes the upper part of the Reuchenette Formation, is marked by the quasi-disappearance of quartz. In the Gorges de Court and Péry-Reuchenette sections, tectonics greatly influences the trend.



Third-order sequences (HARDENBOL et al., 1998)



conditions écologiques restreintes, et par une augmentation de la quantité de quartz (Chap. 4.3). Par ailleurs, les Marnes à *Exogyra virgula* (Chap. 1.2.2), qui ont été clairement identifiées dans la coupe de Péry-Reuchenette et de manière plus approximative dans les coupes des Gorges de Court et des Gorges du Pichoux, constituent un repère supplémentaire. Des marqueurs biostratigraphiques précis n'existent pas dans ces milieux de plate-forme peu profonde.

### 5.1.2 Résultats

#### *Grandes tendances*

Les corrélations des coupes du Jura (Fig. 5.1) mettent en évidence deux parties principales. La partie inférieure est composée des cinq premières séquences de moyen terme. La deuxième partie comprend les séquences de moyen terme 6, 7 et 8. La partie inférieure est caractérisée par des bancs fins à moyennement épais, par une quantité relativement importante de terrigènes (argiles, quartz et charbon), par de nombreuses structures de dessiccation et par de la dolomie. La partie supérieure se distingue par des bancs épais de calcaire massif, par la quasi-disparition des terrigènes, des indices d'émersion et de la dolomie, et par le développement des algues vertes. La limite entre ces deux parties coïncide avec la surface de transgression de la troisième séquence de long terme, qui correspond par conséquent au gain d'espace disponible le plus important enregistré dans le Jura central au cours du Kimméridgien.

La partie inférieure est caractérisée par une sédimentation instable, qui se manifeste par des séquences de dépôt d'épaisseur variable et par une plus grande diversité de faciès. Elle se compose de deux parties distinctes (A et B), qui sont interprétées comme des séquences de dépôt de long terme.

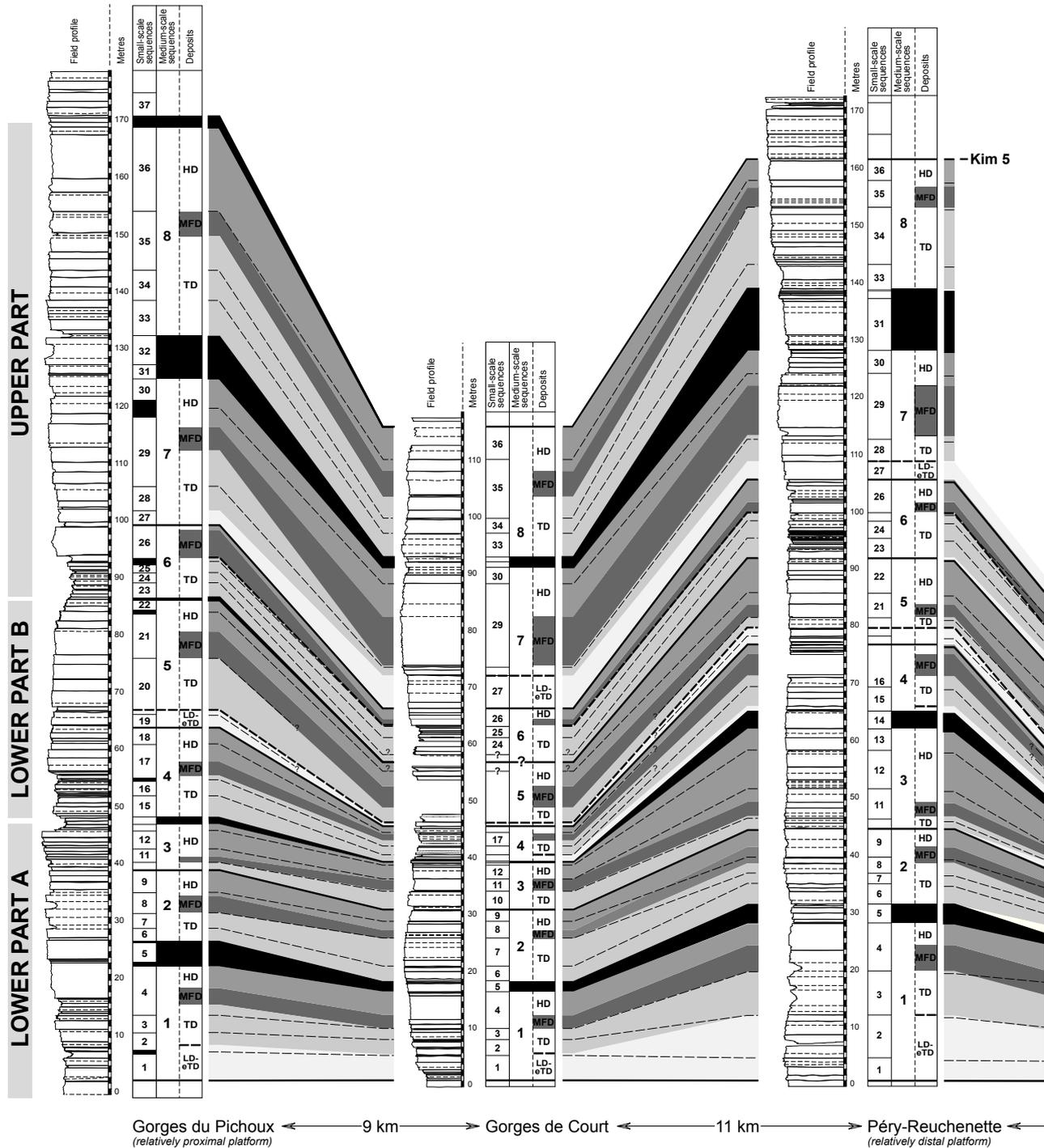
La partie A correspond à la première séquence de long terme, qui est définie entre la limite inférieure de la première séquence de moyen terme et le sommet de la troisième séquence de moyen terme. Elle se distingue par une diminution de l'épaisseur des séquences de moyen terme et de court terme, et par un déplacement des environnements de dépôt vers le continent, qui suggèrent une diminution de

l'espace disponible. Même si l'épaisseur de la première séquence de long terme dans la coupe des Gorges de Court est peu différente de celle des coupes des Gorges du Pichoux et de Péry-Reuchenette, la tendance shallowing-up s'enregistre plus tôt à Court que dans les deux autres coupes. Les Gorges de Court représentent vraisemblablement un relief positif.

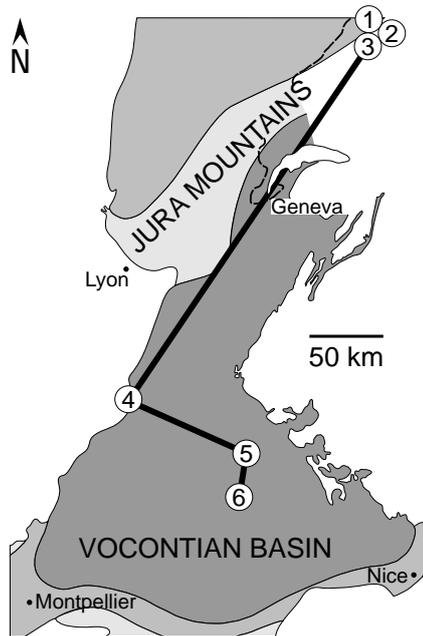
La partie B correspond à la deuxième séquence de long terme. Elle est limitée à la base et au sommet par des calcaires en partie dolomitiques, finement stratifiés et caractéristiques d'environnements proches de l'émersion. Dans les coupes des Gorges du Pichoux et de Péry-Reuchenette, l'intervalle compris entre ces deux limites est composé de bancs relativement épais, qui sont interprétés comme des dépôts de lagons semi-restreints à ouverts. L'intervalle équivalent dans la coupe des Gorges de Court présente de nombreuses lacunes d'affleurement qui résultent d'un apport accru et localisé de terrigènes (Fig. 5.2), vraisemblablement d'origine tectonique (accentuation du haut-fond et condensation et/ou déviation des directions d'approvisionnement). En effet, les variations latérales de l'épaisseur des séquences de moyen terme 4 et 5 mettent en évidence des événements tectoniques qui affectent l'ensemble de la région étudiée. L'épaisseur de la quatrième séquence de moyen terme dans la coupe des Gorges de Court est beaucoup moins importante que dans les deux autres coupes. Par ailleurs, en dépit d'une augmentation importante d'espace disponible enregistrée dans les séquences de moyen terme 4 et 5, les environnements de dépôt dans la coupe de Péry-Reuchenette restent très peu profonds voire émergifs. Cette dernière observation et la quantité relativement importante de séquences élémentaires observées dans la coupe de Péry-Reuchenette par rapport aux deux autres coupes (Chap. 4.2.1) indiquent que la tranche d'eau était globalement plus faible à proximité de la bordure de la plate-forme.

La partie supérieure se caractérise par des faciès très homogènes. La septième séquence de moyen terme est la plus épaisse des séquences de moyen terme définies dans ce travail et comprend les environnements de dépôts les plus ouverts. L'établissement d'une sédimentation uniforme au Kimméridgien supérieur dans le Jura central est par conséquent favorisé par

**Fig. 5.3:** High-resolution chronostratigraphic correlations of the Vocontian Basin sections, from the closest to the most remote from the Jura platform. Two main parts are defined according to the composition of the deposits. In part A, the marl percentage decreases and a condensed interval appears. Part B is limestone-dominated. The interpretation of these subdivisions is discussed in the chapter concerning the platform-to-basin correlations.



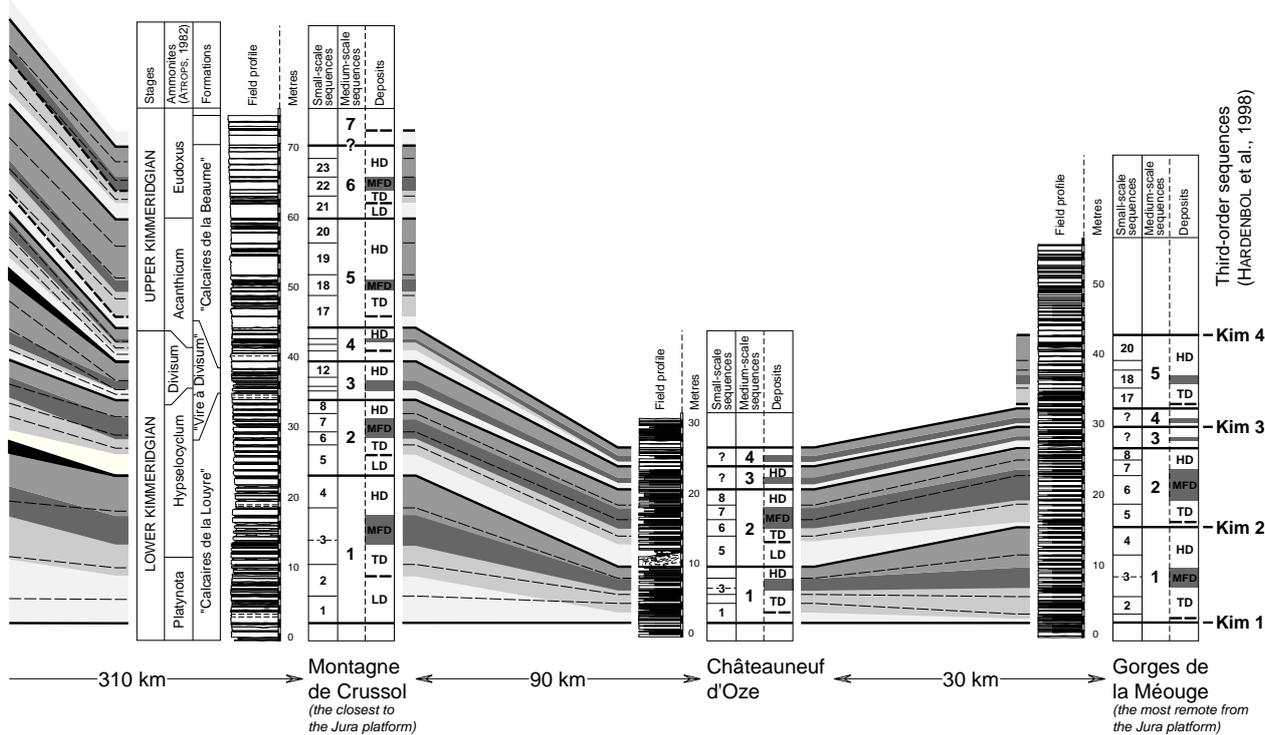
**Fig. 5.4:** Correlation of the medium-scale depositional sequences between the Swiss Jura Mountains and the Vocontian Basin. The thick dotted lines joining the platform sections with the Montagne de Crussol section correspond to the transgressive surface of the fifth medium-scale sequence and to the transgressive surface of the third long-term sequence, which coincide with the two major gains in accommodation recorded in the Jura central. Note that the small-scale sequences are numbered differently on the platform and in the basin (see chapter 6).



- French-Swiss border
- Shallow platform
- Deep platform
- Basin

**Studied sections**

- ① Gorges du Pichoux
- ② Gorges de Court
- ③ Péry-Reuchenette
- ④ Montagne de Crussol
- ⑤ Châteauneuf d'Oze
- ⑥ Gorges de la Méouge



- lowstand - early transgressive deposit (LD-eTD)
- transgressive deposit (TD)
- maximum-flooding deposit (MFD)
- highstand deposit (HD)
- transgressive surface
- sequence boundary
- sequence boundary zone (SBZ)

un espace disponible accru. Néanmoins, la limite supérieure de la septième séquence de moyen terme enregistre une diminution de la tranche d'eau, et des variations d'espace disponible de haute fréquence et de forte amplitude, qui sont équivalentes à la Formation des Calcaires de la Sémine définie dans le Jura méridional (BERNIER, 1984; ENAY, 2000), et probablement en partie d'origine tectonique (Chap. 6.2.3). Cet événement tectonique est enregistré par les variations de faciès, et non par les variations latérales de l'épaisseur des séquences. Cette particularité est vraisemblablement liée au fort potentiel d'accommodation qui caractérise le Kimméridgien supérieur du Jura.

#### *Évolution latérale des séquences de dépôt*

Les corrélations des coupes du Jura central mettent en évidence une bonne continuité latérale des séquences de moyen terme et de long terme. Les séquences de court terme se corrélaient également sur l'ensemble de la région étudiée, mis à part dans les intervalles où une forte proportion de terrigènes entraîne de nombreuses lacunes d'affleurement. La bonne continuité latérale des séquences de dépôt témoigne de la bonne préservation de l'enregistrement sédimentaire sur la plate-forme du Jura pendant le Kimméridgien. Par conséquent, l'espace disponible était suffisamment important pour éviter d'importantes périodes de non-dépôt, et les variations du niveau marin relatif, qui ne provoquaient pas d'érosion, étaient probablement de faible amplitude.

## **5.2 CORRÉLATIONS DANS LE BASSIN VOCONTIEN**

### **5.2.1 Marqueurs**

Une biostratigraphie détaillée existe pour les coupes de la Montagne de Crussol et de Châteauneuf d'Oze (ATROPS, 1982). Le contenu en ammonites de la coupe des Gorges de la Méouge est insuffisant, mais des corrélations avec la coupe de Châteauneuf d'Oze ont été réalisées à partir des variations de la concentration en manganèse des sédiments par DE RAFÉLIS (2000). Par ailleurs, le Kimméridgien du Bassin vocontien présente des repères lithologiques qui affleurent dans tout le bassin et dont le caractère synchrone est confirmé par la biostratigraphie. Quatre d'entre eux ont été particulièrement utiles dans cette étude. Il s'agit des intervalles marneux de la base de la zone à Platynota et de la sous-zone à Hippolytense, de la Vire à Crussoliceras et du Ressaut à Balderum (ATROPS, 1982).

Les corrélations chronostratigraphiques des coupes du Bassin vocontien sont par conséquent parfaitement contraintes.

### **5.2.2 Résultats**

#### *Grandes tendances*

L'évolution au cours du temps de la composition et de l'épaisseur des alternances marnes-calcaires mettent en évidence deux parties distinctes (Fig. 5.3). La partie A enregistre une augmentation de la proportion de marnes et se termine par la formation d'un intervalle condensé. La partie B se distingue par une augmentation de la quantité relative de carbonates.

L'épaisseur des séquences de moyen terme diminue globalement entre la coupe de la Montagne de Crussol, et celles de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge. Par conséquent, les régions les plus distales du bassin présentent un taux d'accumulation plus faible par rapport aux régions les plus proximales.

#### *Évolution latérale des séquences de dépôt*

Le cadre stratigraphique du Kimméridgien du Bassin vocontien établi dans le cadre de ce travail coïncide avec la lithostratigraphie présentée par ATROPS (1982). Les séquences de long et de moyen terme se corrélaient quelles que soient leurs caractéristiques sédimentologiques. Concernant les séquences de court terme, leur corrélation est problématique voire impossible dans les intervalles condensés, où le taux d'accumulation est réduit voire nul.

## **5.3 CORRÉLATIONS ENTRE LE JURA CENTRAL ET LE BASSIN VOCONTIEN**

En raison de l'absence de marqueurs, la biostratigraphie du Kimméridgien du Jura est mal définie. Le Kimméridgien inférieur du Bassin vocontien est au contraire parfaitement contraint par ammonites (ATROPS, 1982). Les corrélations entre la plate-forme et le bassin sont par conséquent indispensables pour confirmer la stratigraphie haute-résolution de l'intervalle étudié basée sur l'interprétation sédimentologique, séquentielle et cyclostratigraphique des coupes de la plate-forme. Elles sont par ailleurs essentielles pour comprendre les relations qui existent entre le Jura et le Bassin vocontien au cours du Kimméridgien (Chap. 10).

### 5.3.1 Méthode

L'ensemble des coupes étudiées est aligné par rapport à la limite de séquence de moyen terme de la zone à Platynota, qui est définie sur la plate-forme comme dans le bassin, et qui est considérée comme isochrone. Le nombre de séquences de court terme entre deux limites de séquence de moyen terme définies dans le bassin est équivalent à celui qui est compté sur la plate-forme. Par conséquent, les limites de séquences de moyen terme enregistrées sur la plate-forme et dans le bassin peuvent être corrélées.

En raison des mauvaises conditions d'affleurement dans le Bassin vocontien, les corrélations (Fig. 5.4) concernent uniquement le Kimméridgien inférieur (de la zone à Platynota à la zone à Divisum). Néanmoins, la coupe de Crussol s'étend jusque dans le Kimméridgien

supérieur (Fig. 5.5). Par conséquent, les corrélations concernent un intervalle de temps relativement long, qui permet de mieux comprendre les relations qui existent entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien.

### 5.3.2 Résultats

Les variations de l'épaisseur des séquences de dépôt de court et de moyen terme et des faciès sédimentaires sur la plate-forme et dans le bassin définissent trois parties distinctes (Fig. 5.4). La partie inférieure A est comprise entre Kim 1 et Kim 3, la partie inférieure B s'étend de Kim 3 à Kim 4, et la partie supérieure est située au-delà de Kim 4. Dans la coupe de la Montagne de Crussol, chaque partie coïncide avec une formation lithologique (ATROPS, 1984). La première partie comprend les "Calcaires de la Louyre" et la "

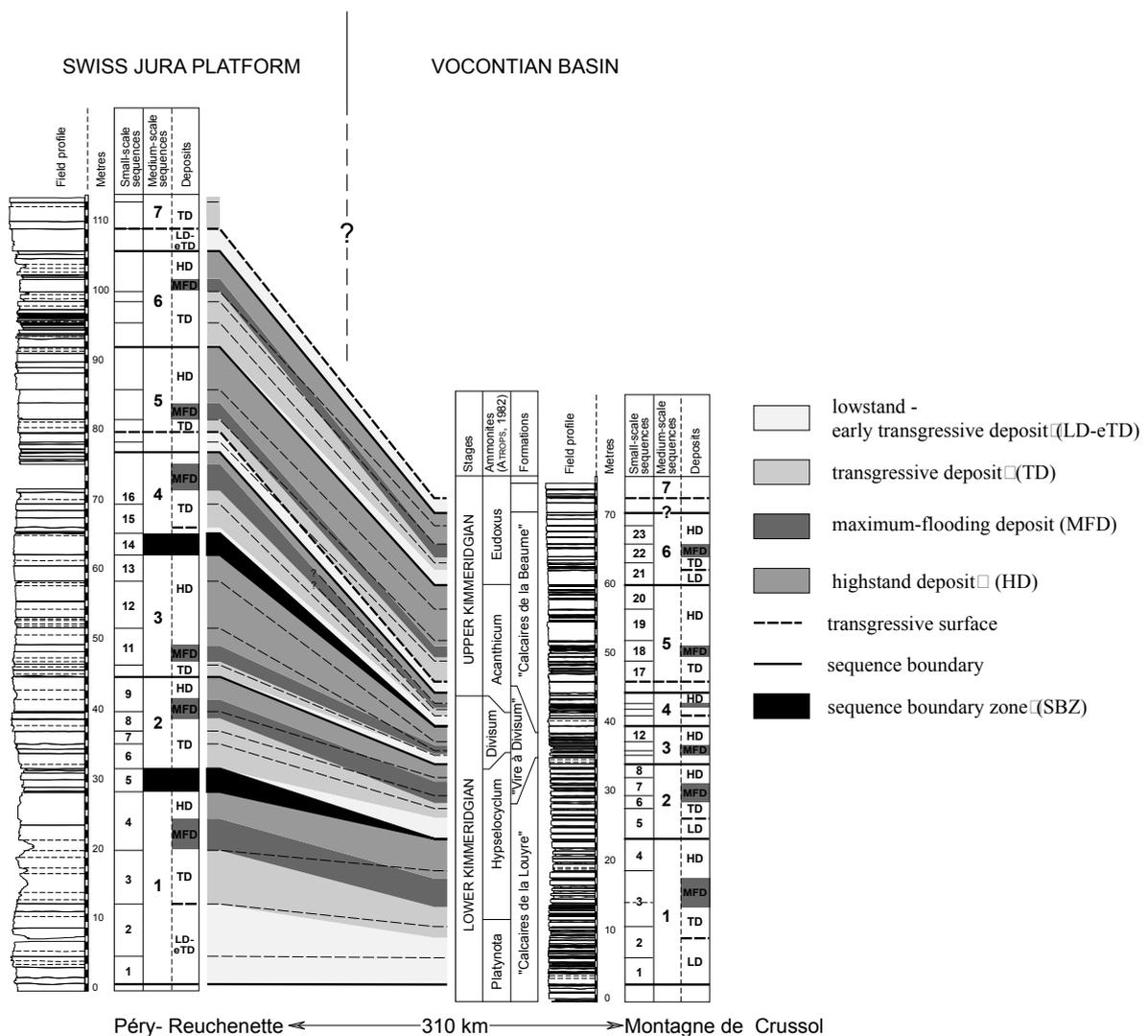


Fig. 5.5: Detailed view of the transition between the Swiss Jura platform and the Vocontian Basin. Note that the numbering of small-scale sequences is different on the platform and in the basin.

Vire à Divisum ”, la deuxième est équivalente aux “ Calcaires de la Beaume ”, et la troisième correspond aux “ Calcaires Ruiniformes de Païolive ”.

#### *Partie inférieure A*

La partie inférieure A correspond à la première séquence de long terme définie sur la plate-forme (formée des séquences de moyen terme 1, 2 et 3). La diminution de l'épaisseur des séquences de court et de moyen terme est liée à l'apparition des premiers faciès de replat de marée sur la plate-forme, et à une augmentation de la proportion de marnes dans le bassin. Par conséquent, la diminution de l'espace disponible enregistrée sur la plate-forme du Jura se traduit dans le Bassin vocontien par une diminution de la quantité relative de carbonates.

#### *Partie inférieure B*

La partie inférieure B correspond à la deuxième séquence de long terme définie sur la plate-forme (composée des séquences de moyen terme 4 et 5). L'épaisseur des séquences de court terme augmente jusque dans la partie supérieure de la cinquième séquence de moyen terme puis diminue. La quatrième séquence de moyen terme correspond sur la plate-forme à un intervalle relativement riche en indices émerision.

Les dépôts équivalents dans le bassin sont condensés. La surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme coïncide sur la plate-forme avec une augmentation importante de l'espace disponible, et dans le bassin avec une augmentation de la quantité relative de carbonates. Par conséquent, l'augmentation de l'espace disponible enregistrée sur la plate-forme du Jura correspond dans le Bassin vocontien à une augmentation de la quantité relative de carbonates.

#### *Partie supérieure*

Dans le Bassin vocontien, la partie supérieure correspond à des falaises de calcaire massif. Sur la plate-forme, les dépôts équivalents résultent de la plus importante augmentation d'espace disponible enregistrée dans le Jura central au cours du Kimméridgien. Par conséquent, l'établissement des falaises dans le Bassin vocontien coïncident avec le maximum d'accommodation enregistré sur la plate-forme.

Les facteurs qui contrôlent les variations de l'espace disponible dans le Jura central et les relations entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien au cours de chacune de ces périodes sont discutés en détail dans les deux derniers chapitres de cette thèse (Chap. 9 et 10).

\*\*\*

## 6 - CYCLOSTRATIGRAPHIE

### 6.1 INTRODUCTION

#### 6.1.1 Concept

Les variations quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre modifient la distribution et l'intensité de l'insolation à la surface terrestre, et entraînent des changements climatiques (MILANKOVITCH, 1941; BERGER, 1978; SMITH, 1989; DE BOER & SMITH, 1994). Ces paramètres sont notamment la précession des équinoxes, l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre, et l'excentricité de l'orbite terrestre autour du Soleil. Les périodes des cycles de variations de ces paramètres ont été calculées pour les 2 500 derniers millions d'années (BERGER & LOUTRE, 1994). Actuellement, le cycle de la précession présente deux maxima à 19 ka et 23 ka, le cycle de l'obliquité, un maximum à 41 ka, et les deux principaux cycles de l'excentricité, un maximum à 100 ka et 400 ka respectivement. Au Kimméridgien, la précession varie tous les 20 ka en moyenne, l'obliquité tous les 38 ka, et l'excentricité tous les 100 ka et 400 ka (BERGER et al., 1989). Les variations de l'obliquité sont accentuées dans les régions de haute latitude, alors que les variations de la précession touchent principalement les régions de basse latitude (SMITH, 1989). Au Kimméridgien, le Jura central et le Bassin vocontien se situent entre 25 et 30° de latitude Nord (THIERRY, 2000), et sont de ce fait d'avantage concernés par les variations de la précession et de l'excentricité.

Les variations du niveau marin eustatique, qui dépendent des cycles de glaciation et de déglaciation des calottes polaires liés aux variations des paramètres orbitaux de la Terre (HAYS et al., 1976), sont généralement citées pour expliquer la formation des cycles sédimentaires de haute fréquence. Le Kimméridgien est interprété comme une période de "green house" (HALLAM, 1984). L'existence de calottes glaciaires est peu probable, bien qu'elle ne soit pas

exclue (VALDES et al., 1995; PRICE, 1999). Toutefois, la quantité de glace disponible serait insuffisante pour entraîner des variations significatives du niveau marin eustatique (VALDES et al., 1995; SELLWOOD et al., 2000). Dans ce cas, d'autres mécanismes comme l'évaporation de bassins isolés (DONOVAN & JONES, 1979), l'expansion thermique de la surface des océans (GORNITZ et al., 1982), les variations de volume des circulations thermohalines (SCHULZ & SCHÄFER-NETH, 1998), les variations de volume des glaciers alpins (FAIRBRIDGE, 1976), la rétention et l'expulsion de l'eau des aquifères et des lacs (JACOBS & SAHANIAN, 1993), et/ou les déformations du géoïde (MÖRNER, 1994), peuvent être responsables des variations du niveau marin eustatique de haute fréquence.

#### 6.1.2 Méthode

La cyclostratigraphie permet d'obtenir un cadre stratigraphique de très haute résolution, supérieure à la biostratigraphie, et de quantifier les vitesses des processus écologiques, sédimentaires, diagénétiques, et/ou tectoniques. L'analyse détaillée des variations au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des bancs et des séquences de dépôt de courte durée (stacking pattern), permet de définir plusieurs ordres de séquences de dépôt, qui sont dans la plupart des cas empilées selon des rapports caractéristiques comme 5:1 (c'est-à-dire 5 cycles de 20 ka pour 1 cycle de 100 ka) ou 4:1 (c'est-à-dire 4 cycles de 100 ka pour 1 cycle de 400 ka). La hiérarchie des séquences de dépôt, et les rapports 5:1 et 4:1, sont discutés dans FISCHER (1986), GOLDHAMMER et al. (1987; 1990), et SCHWARZACHER (1993). Cette méthode constitue le moyen (mis à part l'utilisation d'outil mathématique, comme l'analyse spectrale d'un ou de plusieurs paramètres) le plus sûr pour révéler l'existence d'un contrôle orbital sur la sédimentation (MIALL, 1997). La biostratigraphie est indispensable pour placer les cycles dans un cadre

chronostratigraphique, et confirmer leur durée par des datations absolues.

### 6.1.3 Avantages et limites

Un ordre de séquence est défini en fonction de l'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des séquences et de sa relation avec les ordres de séquences de plus courte ou de plus longue durée. Dans des contextes sédimentologiques identiques, les cycles représentent un outil chronostratigraphique fiable et de haute résolution. Cependant, l'enregistrement sédimentaire des cycles orbitaux est atténué ou accentué par une multitude d'autres facteurs, et l'utilisation de la cyclostratigraphie comme outil stratigraphique nécessite de prendre certaines précautions. Il est d'abord nécessaire de montrer que la hiérarchie et les rapports caractéristiques qui existent entre les différents ordres de séquences restent stables dans le temps. Ensuite, il est indispensable de tester la continuité latérale des séquences de dépôt par des corrélations sur de longues distances, qui permettent de filtrer l'influence des phénomènes autocycliques (STRASSER, 1991), de révéler des lacunes de sédimentation et/ou des variations d'espace disponible liées à la subsidence différentielle. Par ailleurs, certains auteurs remettent en cause la nature cyclique de l'enregistrement sédimentaire (ALGEO & WILKINSON, 1988; DRUMMOND & WILKINSON, 1993, 1996; WILKINSON et al., 1996, 1997). En effet, l'analyse statistique d'une

série aléatoire de cycles péritidaux (modèle chaotique) et d'une série de séquences de dépôt définies en fonction des variations de l'épaisseur des bancs et des lithofaciès d'une pile sédimentaire peut donner des résultats équivalents.

### 6.2 COMPARAISONS DES RÉSULTATS OBTENUS AVEC LA CHRONOSTRATIGRAPHIE

L'analyse sédimentologique détaillée et l'interprétation séquentielle des faciès peu profonds de la plate-forme du Jura, et des faciès hémipélagiques à pélagiques du Bassin vocontien, révèlent quatre ordres de séquences de dépôt: les séquences de long terme, de moyen terme, de court terme, et élémentaires (Chap. 4.2). Les corrélations des coupes de la plate-forme, des coupes du bassin, et les corrélations entre la plate-forme et le bassin, démontrent la bonne continuité latérale des séquences de moyen et de long terme, qui est probablement liée à un espace disponible suffisamment important et à des variations du niveau marin relatif de faible amplitude (Chap. 5.1.2). Le Kimméridgien du Jura central et du Bassin vocontien est donc particulièrement indiqué pour une étude cyclostratigraphique.

Les corrélations entre les coupes du Jura et les coupes du Bassin vocontien, qui sont parfaitement datées par ammonites (ATROPS, 1982), permettent de comparer les résultats obtenus avec le cadre chronostratigraphique du Kimméridgien présenté par

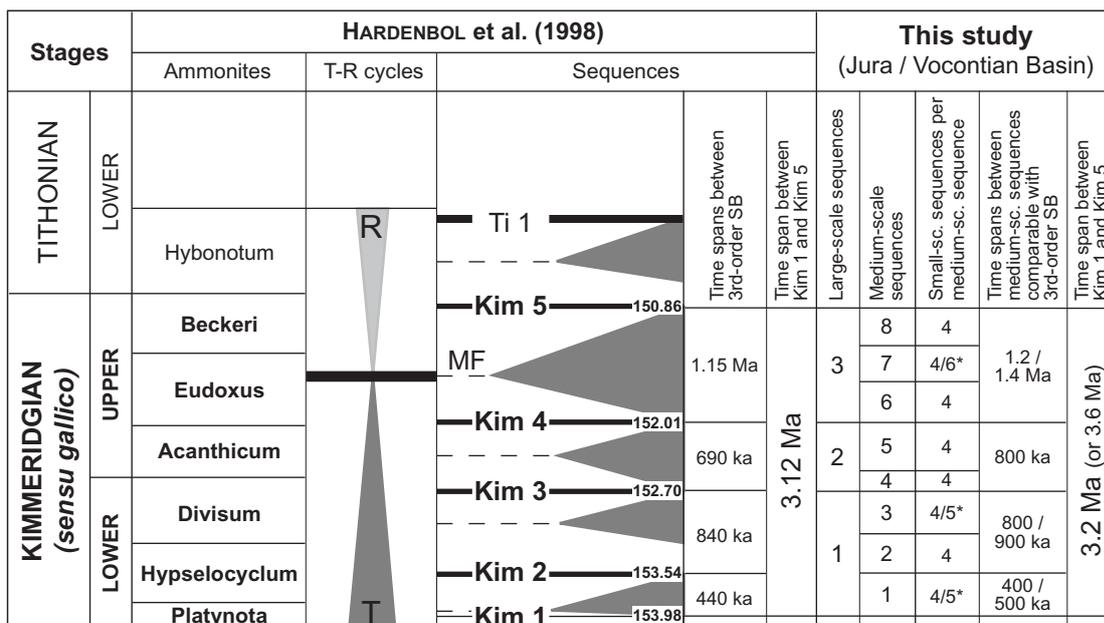


Fig. 6.1: Stratigraphic chart of the Kimmeridgian in the Tethyan realm and comparison of the time spans proposed in the Jura Mountains and the Vocontian Basin with the ones defined by HARDENBOL et al. (1998). Discrepancies (\*) are explained by reduced accommodation on the platform and/or tectonics.

HARDENBOL et al. (1998) (Fig. 6.1). Pour le domaine tethysien, cinq limites de séquence de troisième ordre (de Kim 1 à Kim 5) sont définies entre les zones d'ammonites à Platynota et à Beckeri. Leur position chronostratigraphique est calibrée d'après l'échelle de temps absolu de GRADSTEIN et al. (1994, 1995). D'après les zones d'ammonites, les limites de séquence de troisième ordre de HARDENBOL et al. (1998) correspondent à cinq des limites de moyen terme définies dans ce travail.

La coupe des Gorges de la Méouge est la plus distale des coupes étudiées dans le Bassin vocontien. Elle se situe dans une région relativement préservée des courants gravitaires, et présente des alternances marnes-calcaires régulières et peu de bancs calcaires amalgamés. La durée donnée par HARDENBOL et al. (1998) entre deux limites de séquences de troisième ordre est divisée par le nombre de séquences élémentaires, ou d'alternances marnes-calcaires, comptées pour le même intervalle de temps dans la coupe des Gorges de la Méouge (Fig. 6.2). D'après ces calculs, la durée d'une séquence élémentaire varie entre 15 et 32 ka, soit 22 ka en moyenne. Ce résultat est approximativement égal à la période du cycle de la précession (i.e. 20 ka). Par ailleurs, les séquences de court terme sont formées de 4 à 5 alternances en moyenne (Chap. 4.2.2). En supposant qu'une alternance dure 20 ka, la durée des séquences de court terme est de 100 ka, ce qui équivaut à la période du premier cycle de l'excentricité. De la même manière, la plupart des séquences de moyen terme, sur la plate-forme comme dans le bassin, sont formées de 4 séquences de court terme (Fig. 6.1). La durée des séquences de moyen terme est donc égale à 400 ka, ce qui coïncide avec la période du deuxième cycle de l'excentricité.

En supposant qu'une séquence de court terme dure 100 ka, la durée de temps comprise entre les limites de séquence de moyen terme équivalentes aux limites de troisième ordre de HARDENBOL et al. (1998) dans les coupes du Jura et du Bassin vocontien est calculée (Fig. 6.1). Des disparités apparaissent, qui peuvent être liées aux marges d'erreur sur les datations absolues de GRADSTEIN et al. (1994, 1995), qui ne permettent pas de calculer avec précision la durée de temps qui s'est écoulée entre deux limites de troisième ordre, et/ou qui révèlent des incertitudes sur l'interprétation séquentielle établie dans ce travail. Les différents

		HARDENBOL et al. (1998)		This study (Gorges de la Méouge)					
		Sequences		Time span between 3rd-order SB (ka)	Time span between Kim 1 and Kim 4	Elementary sequence number between 3rd-order SB	Elementary sequence duration (ka)	Elementary sequence number between Kim 1 and Kim 4	Elementary sequence duration (ka)
KIMMERIDGIAN (sensu gallico)	UPPER	Kim 5	150.86						
		Kim 4	152.01						
	LOWER	Kim 3	152.70	840	31	27	97*/84	20*/32	
		Kim 2	153.54	440	29	15			
		Kim 1	153.98						

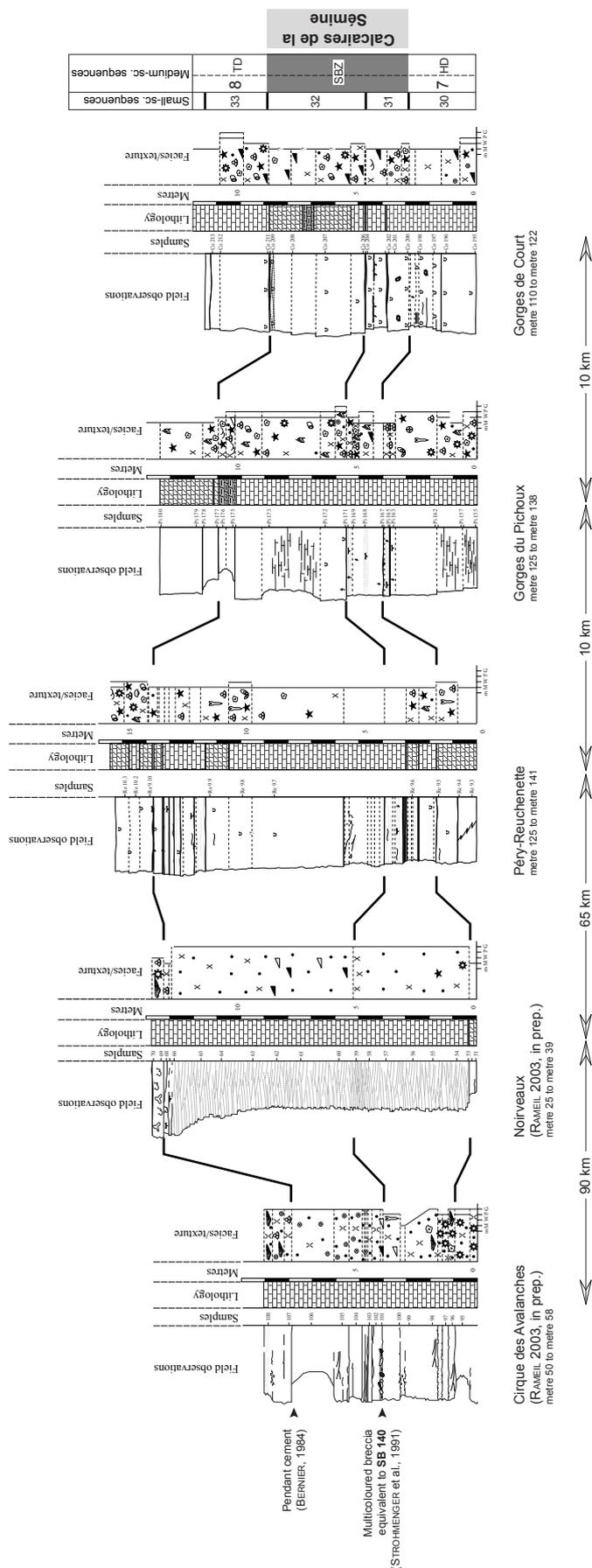
\* considering that two amalgamated limestone beds correspond to two elementary sequences (or marl-limestone couplets)

**Fig. 6.2:** Comparison between the time spans given by HARDENBOL et al. (1998) for the studied interval and the number of elementary sequences counted in the Gorges de la Méouge section. The mean duration of an elementary sequence is 22 ky, which is close to the 20 ka orbital precession cycle.

ordres de séquences de dépôt sont difficiles à distinguer dans les intervalles où le taux de sédimentation et/ou l'espace disponible sont réduits. Toutefois, la durée calculée pour la totalité de l'intervalle étudié coïncide plutôt bien avec celle proposée par HARDENBOL et al. (1998). Par conséquent, la cyclostratigraphie permet d'établir un cadre stratigraphique fiable qui correspond à 80 ka près aux résultats issus de la synthèse d'une quantité considérable de données biostratigraphiques, magnétostratigraphiques et géochronologiques (HARDENBOL et al., 1998).

### 6.2.1 Difficultés d'interprétation liées à un taux de sédimentation réduit dans le bassin

L'épaisseur des séquences de moyen terme 3 et 4 des trois coupes étudiées dans le Bassin vocontien (Chap. 4.4, Fig. 4.19b', 4.21b, 4.23b) est réduite, comparable à l'épaisseur des séquences de court terme qui composent les séquences de moyen terme 1 et 2. Malgré leur faible épaisseur, ces séquences sont interprétées sur la base d'arguments biostratigraphiques et cyclostratigraphiques comme des séquences de moyen terme. En effet, Kim 2 est située dans la zone d'ammonites à Hypselocyclum, Kim 3 se trouve dans Divisum, et Kim 4 est à la limite entre les zones à Acanthicum et à Eudoxus. D'après les datations des limites de séquence de troisième ordre de HARDENBOL et al. (1998), l'espace de temps compris entre Kim 2 et Kim 3 est égal à 840 ka. De même, la durée comprise entre Kim 3 et Kim 4 correspond à 690 ka. En supposant qu'une séquence de moyen terme représente un cycle de l'excentricité de 400 ka, les



intervalles compris entre Kim 2 et Kim 3, et Kim 3 et Kim 4, contiennent par conséquent deux séquences de moyen terme.

### 6.2.2 Difficultés d'interprétation liées à une diminution importante de l'espace disponible sur la plate-forme

D'après HARDENBOL et al. (1998), l'espace de temps compris entre Kim 2 et Kim 3 dure 840 ka. En supposant qu'une séquence de moyen terme représente 400 ka, la durée calculée dans le Jura pour le même intervalle de temps est égale à 800 ka (Fig. 6.1). Les résultats obtenus de part et d'autre sont équivalents, et l'interprétation des séquences de moyen terme dans les coupes du Jura est confirmée. La première séquence de moyen terme est composée de quatre séquences de court terme. En partant de l'hypothèse que les séquences de court terme correspondent au premier cycle de l'excentricité (i.e. 100 ka), cette séquence dure effectivement 400 ka. En revanche, la deuxième séquence de moyen terme comprise entre Kim 2 et Kim 3 contient 4 à 5 séquences de court terme, et représente 400 à 500 ka. Par conséquent, l'interprétation des séquences de court terme dans la deuxième séquence de moyen terme est inexacte.

Les séquences 13 et 14 des trois coupes étudiées sur la plate-forme (Chap. 4.3, Fig. 4.12b, 4.14b, 4.17b) ont été interprétées comme des séquences de court terme en raison de leur parfaite continuité latérale. En revanche, leur épaisseur est faible, et plutôt caractéristique des séquences de plus haute fréquence. En effet, elles précèdent Kim 3, qui correspond à une limite de séquence de long terme. L'espace disponible est donc particulièrement réduit, et favorise la formation de séquences de dépôt peu épaisses (Chap. 2.1.2). Compte tenu de leurs caractéristiques et du contexte dans lequel elles se développent, l'interprétation des séquences 13 et 14 comme séquences de court terme est justifiée. Cependant la comparaison du cadre stratigraphique défini dans le Jura avec celui proposé par HARDENBOL

**Fig. 6.3:** Correlations of small-scale sequences 31 and 32, which form the sequence-boundary zone between medium-scale sequences 7 and 8, from the central Jura sections studied in this work to the ones located in the southern Jura (RAMEIL 2003, in prep.). Small-scale sequences 31 and 32 are probably equivalent to the Calcaires de la Sémone Formation, which was defined in the southern Jura (BERNIER, 1984). They probably correspond to cycles of higher-frequency which are identifiable because of a strong decrease in accommodation related to a regional tectonic event.

et al. (1998) indique qu'elle est erronée. Les séquences 13 et/ou 14 représentent une durée de temps probablement inférieure à 100 ka.

### 6.2.3 Difficultés d'interprétation liées à un événement tectonique régional: les Calcaires de la Sémine

D'après HARDENBOL et al. (1998), l'espace de temps compris entre Kim 4 et Kim 5 dure 1.15 Ma (Fig. 6.1). Dans le Jura central, le même intervalle comprend 3 séquences de moyen terme (400 ka) et 12 séquences de court terme (100 ka), qui représentent 1.2 Ma. Par conséquent, la durée obtenue dans ce travail est proche de celle donnée par HARDENBOL et al. (1998). Cependant, ce résultat ne compte pas les séquences de court terme 31 et 32 qui composent la SBZ (sequence boundary zone) comprise entre les séquences de moyen terme 7 et 8 (Fig. 6.3). Par conséquent, l'interprétation des séquences 31 et 32 comme séquences de court terme est probablement incorrecte, ou les datations des limites de séquence de troisième ordre de HARDENBOL et al. (1998) sont erronées.

Par ailleurs, le Kimméridgien supérieur (entre Kim 4 et Kim 5) du Jura central se distingue par des bancs épais et des faciès homogènes d'environnements de dépôt relativement ouverts, qui suggèrent une augmentation de l'espace disponible (Chap. 5.2). Cependant, la SBZ comprise entre les séquences de moyen terme 7 et 8 enregistre un brusque déplacement des milieux de dépôt vers le continent (Fig. 6.3). De plus, la limite supérieure des séquences de court terme 31 et 32 correspond à des milieux proches de l'émersion, alors que la partie inférieure de la séquence de court terme 32 est interprétée comme un lagon protégé. Par conséquent, la SBZ comprise entre les séquences de moyen terme 7 et 8 enregistre des variations du niveau marin relatif de haute fréquence et de forte amplitude.

Un essai de corrélation avec le Kimméridgien supérieur du Jura méridional indique que les séquences de court terme 31 et 32 correspondent vraisemblablement à la Formation des Calcaires de la Sémine (BERNIER, 1984; ENAY, 2000). Les corrélations sont basées sur l'interprétation sédimentologique et séquentielle des coupes du Cirque des Avalanches et de Noirveaux (RAMEIL 2003, en prép.), et sur la surface de transgression de la troisième séquence de long terme (Chap. 5, Fig. 5.1), qui constitue un excellent repère lithostratigraphique. Comme dans le Jura central, les Calcaires de la Sémine correspondent à

l'alternance d'environnements de dépôt proches de l'émersion (brèche multicolore, galets noirs, structures de dessiccation et ciment vadose) et de milieux ouverts (grainstones à oïdes, nérinées et *Cladocoropsis mirabilis*), et contraste avec le reste de la série qui se distingue par un espace disponible important et par un taux de sédimentation globalement élevé. FOOKES (1995) interprète la brèche multicolore, qui apparaît localement dans les Calcaires de la Sémine (Fig. 6.3), comme une émersion de large extension. STROHMENGER et al. (1991) situent cette émersion à la limite Kimméridgien-Tithonien, et la nomment SB 140, conformément à l'âge radiométrique de la limite Kimméridgien-Tithonien donné par HAQ et al. (1987). Or, HAQ et al. (1987) et HARDENBOL et al. (1998) n'indiquent pas de limite comparable au sommet du Kimméridgien. De plus, ENAY (2000) place les Calcaires de la Sémine dans la zone d'ammonites à Beckeri (Fig. 6.1), et qualifie la brèche multicolore d'événement local voire régional.

Les résultats obtenus dans ce travail confirment les conclusions de ENAY (2000). Les interprétations cyclostratigraphiques et sédimentologiques indiquent que l'équivalent de la Formation des Calcaires de la Sémine dans le Jura central est, conformément aux fortes variations latérales de l'épaisseur des séquences de dépôt 31 et 32 (Fig. 6.3), en partie d'origine tectonique. Par ailleurs, les corrélations entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien situent approximativement les Calcaires de la Sémine dans la zone d'ammonites à Beckeri. Par conséquent, les Calcaires de la Sémine résulteraient en partie d'un événement tectonique régional, qui aurait affecté l'ensemble de la plate-forme du Jura au Kimméridgien supérieur. Cet événement tectonique accentue la limite de séquence comprise entre les séquences de moyen terme 7 et 8, qui se distingue par une importante diminution de l'espace disponible.

## 6.3 COMPARAISON AVEC LES RÉSULTATS OBTENUS PAR D'AUTRES AUTEURS DANS LE JURA ET LE BASSIN VOCONTIEN, OU DANS D'AUTRES BASSINS EUROPÉENS

Le cadre stratigraphique établi à partir de l'interprétation cyclostratigraphique des coupes du Jura et du Bassin vocontien permet de comparer les résultats obtenus dans cette étude avec les résultats d'autres auteurs, qui ont travaillé dans le Jura, dans le Bassin vocontien, ou dans d'autres bassins, en Espagne, au Portugal, en France (Bassin de Paris et Boulonnais), et en Angleterre (Fig. 6.4). Kim 1, Kim

STAGES	HARDENBOLE ET AL. (1998)		THIS STUDY	JURA MOUNTAINS	VOCONTIAN BASIN	SPAIN	PORTUGAL	PARIS BASIN	BOULONNAIS	ENGLAND	
	Tethyan realm	Boreal realm ammonites									
TITH.	Ammonites	Sequences	Large-scale sequences	Medium-scale sequences	Jan du Chene et al. (2001)	Badenas & Aurell (2001)	Leinfelder (1993)	Ruscidelli (1999)	Proust et al. (1995)	Wignall (1991)	Taylor et al. (2001)
	Hybonotum	Ti 1	8	sequences							
UPPER	Beckeri	Kim 5	3	SB 140	De Rafelis et al. (2001)	J3.6	6	Ki6	S3	K6	Km6
	Eudoxus	Kim 4	7	Strohmenger et al. (1998)							
LOWER	Acanthicum	Kim 3	2	Gygi et al. (1998)	KIM3	J3.5	5	Ki4	S1	K5	Km5?
	Divisum	Kim 2	4	Mouchet (1998)							
LOWER	Hypselocyclum	Kim 2	1	K2?	KIM2"	KIM2'	4	Ki2?		K3?	Km3?
	Platynota	Kim 1	3	K1							
	Planula						3			K1	Km1

----- Extension of the medium-scale sequence boundaries defined in this study

**Fig. 6.4:** *Comparison between the sequential interpretation proposed in this study with that defined by other authors in the same area (Jura Mountains and Vocontian Basin), or in Spain, Portugal, France, and England. The medium-scale sequence boundaries equivalent to Kim 1, Kim 3 and Kim 4, also interpreted as long-term sequence boundaries, are well-expressed in the other European basins. The other medium-scale sequence boundaries, which are attenuated or enhanced in the Jura Mountains by increased siliciclastic input and /or tectonic events, are badly represented in other places.*

3 et Kim 4 sont bien représentées. Les limites qui s'expriment le moins sont Kim 2, la limite entre les séquences de moyen terme 4 et 5, et la limite entre les séquences de moyen terme 7 et 8. En effet, Kim 2 est située dans le dépôt d'inondation maximale de la séquence de long terme qui est comprise entre Kim 1 et Kim 3, et affleure relativement mal, sauf dans la coupe de Châteauneuf d'Oze où elle est soulignée par un slump. Dans le Jura central, la limite entre les séquences de moyen terme 4 et 5 appartient à un intervalle qui est caractérisé par un apport accru et localisé de terrigènes, vraisemblablement d'origine tectonique (Chap. 5.2, Fig. 5.2). Enfin, la SBZ entre les séquences de moyen terme 7 et 8, qui est équivalente aux Calcaires de la Sémine du Jura méridional, représente probablement une limite de séquence de moyen terme relativement discrète (taux de sédimentation élevé et inondation maximale de

second ordre), qui est accentuée dans le Jura par un événement tectonique. Contrairement au Jura central et au Bassin vocontien, Kim 5 est particulièrement bien marquée dans les bassins nord européens.

## 6.4 DURÉE DES SÉQUENCES DE LONG TERME

Kim 1, Kim 3 et Kim 4 correspondent aux limites des trois séquences de long terme définies dans ce travail (Fig. 6.4). Les deux premières séquences de long terme sont respectivement composées de trois et de deux séquences de moyen terme (400 ka). Par conséquent, leur durée est comprise entre 800 ka et 1.2 Ma, ce qui correspond au troisième ordre de VAIL et al. (1991). Selon HARDENBOL et al. (1998), la première séquence de long terme comprend deux séquences de troisième ordre, la deuxième correspond à une séquence de troisième ordre, et la troisième, qui se termine probablement au Tithonien, contient au minimum une séquence de troisième ordre.

Kim 1, Kim 3 et Kim 4 coïncident également avec les limites de moyen terme qui s'expriment le mieux dans l'ensemble des bassins reportés sur la figure 6.4. Par conséquent, les limites de ces séquences de long terme enregistrent des événements d'étendue globale, qui seront discutés ultérieurement (Chap. 9).

\*\*\*



## 7 - ISOTOPES STABLES, ARGILES ET PALYNOFACIÈS

L'étude sédimentologique et séquentielle permet de définir un certain nombre des paramètres qui contrôlent la dynamique d'un système sédimentaire comme l'hydrodynamisme, la salinité, la profondeur de l'eau, l'oxygénation, le climat, le taux de sédimentation (carbonates ou terrigènes), et/ou la tectonique régionale et globale. Les isotopes de l'oxygène et du carbone, les minéraux argileux, et les palynofaciès permettent de confirmer les résultats obtenus par l'étude sédimentologique et séquentielle, mais apportent également des informations supplémentaires sur le taux de sédimentation, le climat, les variations du niveau marin eustatique et/ou la tectonique. Les résultats obtenus dans ce travail par les isotopes, les argiles, et les palynofaciès ne permettent pas de confirmer les corrélations entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien, néanmoins leur contribution à une meilleure compréhension de la dynamique globale du système au cours du Kimméridgien est considérable.

### 7.1 ISOTOPES DE L'OXYGÈNE ET DU CARBONE

Le Dr. Maureen PADDEN a travaillé dans le cadre de son doctorat à l'ETH de Zürich sur les variations des isotopes du carbone et de l'oxygène de l'Oxfordien et du Tithonien de Suisse (Jura du Nord de la Suisse et nappes Helvétiques du Nord-Est de la Suisse) et du Bassin vocontien (PADDEN et al., 2001). Les mesures du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  de 54 échantillons de la coupe des Gorges du Pichoux ont été réalisées dans le cadre de son travail (Annex 5). Pour minimiser l'influence des phénomènes diagénétiques, les échantillons les plus micritiques, les moins recristallisés et les plus profonds ont été sélectionnés.

#### 7.1.1 Résultats des analyses

Les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  au cours du Kimméridgien sont relativement faibles. Les courbes de la coupe des Gorges du Pichoux ne présentent aucune excursion majeure, qui puisse être corrélée avec les signaux isotopiques obtenus dans les bassins adjacents (PADDEN et al., 2001). Compte tenu de ce premier résultat et des difficultés d'interprétation des variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$ , liées aux phénomènes sédimentologiques et diagénétiques caractéristiques des dépôts de plate-forme peu profonde, l'interprétation des résultats reste superficielle.

Les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  sont comparées à l'interprétation séquentielle de la coupe des Gorges du Pichoux (Fig. 7.1). La diminution globale du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$ , qui est enregistrée au cours du Kimméridgien dans le Jura central, se subdivise en deux parties. La partie inférieure est définie par un écart positif par rapport aux valeurs moyennes, alors que la partie supérieure se distingue par un écart négatif. La limite entre la partie inférieure et la partie supérieure correspond à la base du dépôt d'inondation maximale de la deuxième séquence de long terme (ou à la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme). Dans la partie inférieure, les signaux isotopiques sont difficilement comparables à l'interprétation séquentielle. Néanmoins, la limite supérieure de la première séquence de long terme coïncide avec une excursion négative du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$ , tandis que le dépôt d'inondation maximale enregistre une excursion positive. Dans la partie supérieure, les limites des séquences de long terme sont indiquées par des excursions positives des

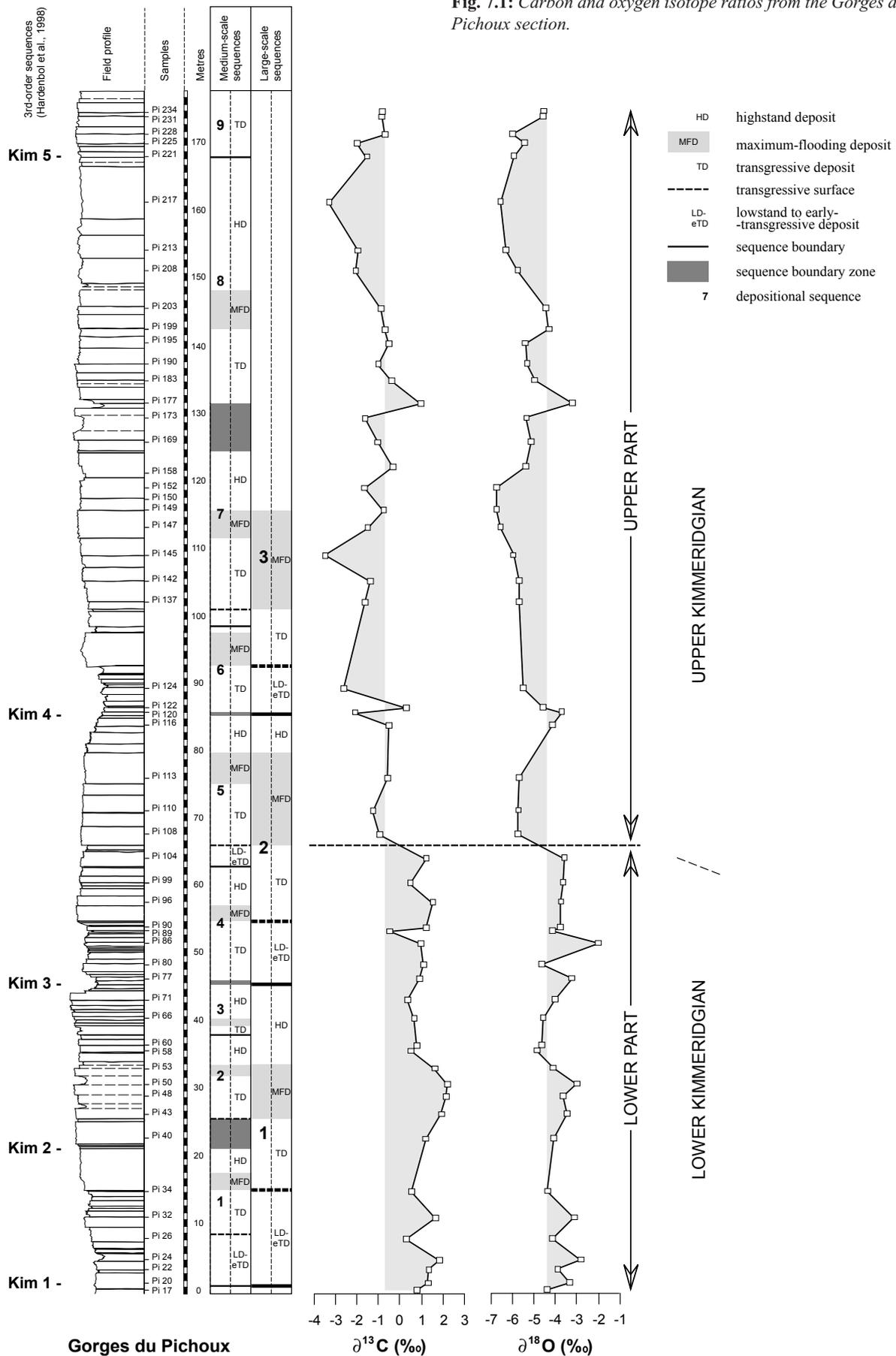


Fig. 7.1: Carbon and oxygen isotope ratios from the Gorges du Pichoux section.

deux courbes, alors que les dépôts d'inondation maximale correspondent à des excursions négatives. Par conséquent, la relation entre l'interprétation séquentielle et les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  dans la partie inférieure de la coupe est inversée par rapport à la partie supérieure.

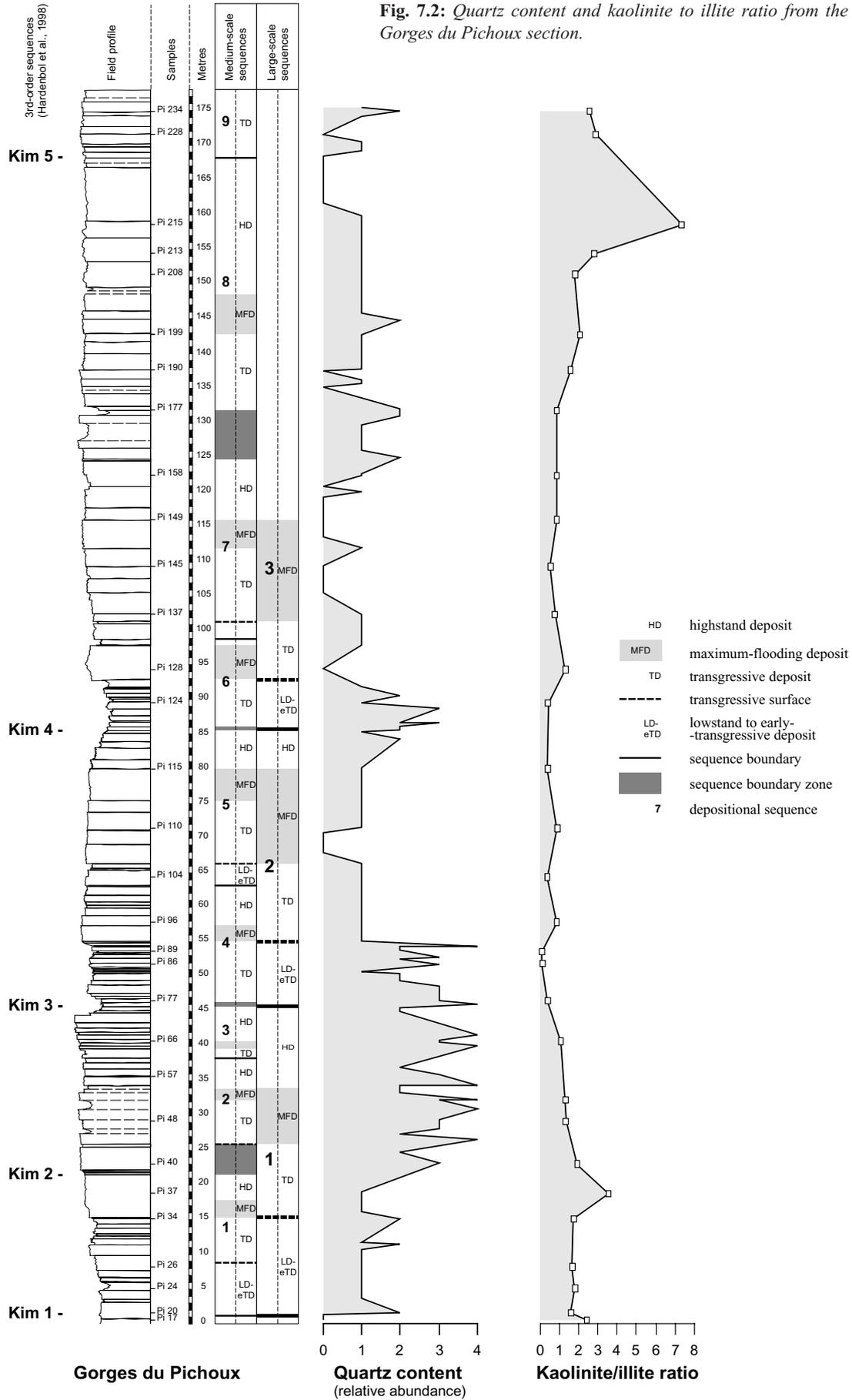
### 7.1.2 Interprétation et discussion

Les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  entre l'Oxfordien moyen (zone d'ammonites à *Transversarium*) et la limite Jurassique-Crétacé des nappes Helvétiques du Nord-Est de la Suisse se distinguent par une excursion très positive (+ 2.95 ‰) à la fin de l'Oxfordien (zone d'ammonites à *Bimammatum*) (WEISSERT & MOHR, 1996). Au cours du Kimméridgien inférieur, le  $\delta^{13}\text{C}$  fluctue aux environs de + 2 ‰. Le début du Kimméridgien supérieur est indiqué par une légère excursion négative (- 0,2 ‰). Enfin, le Kimméridgien supérieur et le début du Tithonien enregistrent une excursion positive de faible ampleur (+ 0,5 ‰). Les excursions positives indiquent des périodes de fortes accumulations de carbone organique (SCHIDLÓWSKI, 1987), qui sont liées à une forte productivité et/ou des circulations océaniques restreintes et/ou des conditions anoxiques ou dysaérobiques et/ou un taux de sédimentation élevé (TYSON, 1987). À partir de données géochimiques et sédimentologiques, WEISSERT & MOHR (1996) concluent que les fortes précipitations, liées au climat particulièrement chaud et humide qui régnait au Jurassique supérieur (HALLAM, 1984), ont entraîné une intensification de l'érosion, le transfert de nutriments des continents aux océans, et l'eutrophisation des milieux de sédimentation, qui serait en partie responsable des fortes accumulations de carbone organique observées à l'Oxfordien et au Kimméridgien supérieur. La moindre importance de l'excursion enregistrée au Kimméridgien par rapport à celle de l'Oxfordien est attribuée à une augmentation de la production de carbonates, liée au développement simultané des plates-formes carbonatées et des récifs (LEINFELDER, 1993b). MORGANS-BELL et al. (2001) présentent une courbe très précise des variations du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  du Kimméridgien du Sud de l'Angleterre, qui corrobore le modèle proposé par WEISSERT & MOHR (1996). Contrairement aux résultats précédents, la partie supérieure de la coupe des Gorges du Pichoux se caractérise par une excursion négative du  $\delta^{13}\text{C}$ . Enfin, le  $\delta^{13}\text{C}$  et le  $\delta^{18}\text{O}$  de la coupe de Châteauneuf d'Oze dans le Bassin vocontien ont été réalisés par de Raféllis (2000). Ces analyses concernent un intervalle limité qui s'étend jusque dans la partie inférieure

du Kimméridgien supérieur (zone d'ammonite à *Acanthicum*) et un nombre d'échantillon réduit (13 au total). Les résultats obtenus sont par conséquent difficiles à comparer aux mesures réalisées sur la coupe des Gorges du Pichoux.

Le  $\delta^{13}\text{C}$  est utilisé par certains auteurs comme marqueur des variations du niveau marin (SHACKLETON & KENNETT, 1975; BERGER & VINCENT, 1986; GRÖTSCH et al., 1998). Une excursion positive indique une augmentation du niveau marin, et vice-versa. Dans la partie inférieure de la coupe des Gorges du Pichoux, les tendances des variations du niveau marin relatif de long terme et du  $\delta^{13}\text{C}$  sont cohérentes. En revanche, dans la partie supérieure, les variations du niveau marin relatif de long terme et du  $\delta^{13}\text{C}$  sont en opposition de phase.

Contrairement au  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates pélagiques qui est utilisé dans les reconstructions paléocéanographiques pour estimer la composition isotopique des eaux de surface (VEIZER et al., 1986; MAGARITZ & HOLSER, 1990; GROSSMAN et al., 1993), le  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates de plate-forme peu profonde ne reflète pas forcément la composition isotopique de l'océan global. En effet, l'évaporation, la dilution par l'eau douce, et la précipitation des carbonates (BROECKER & TAKAHASHI, 1966; MORSE et al., 1984) sont les facteurs, directement ou indirectement, responsables de l'appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  observé sur les plates-formes carbonatées actuelles de Floride et des Bahamas (PATTERSON & WALTER, 1994). La diagenèse d'eau douce par l'introduction de  $\text{CO}_2$  provenant du sol peut également entraîner un appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  des sédiments des plates-formes peu profondes (ALLAN & MATHEWS, 1982; JOACHIMSKI, 1994). La partie supérieure des coupes du Jura central présente peu d'indices d'émersion ou d'exposition subaérienne, mais au contraire les environnements de dépôt les plus ouverts de la période étudiée (Chap. 5.1.2). De plus, la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme coïncide avec une augmentation de la production de carbonates, qui devient relativement importante au Kimméridgien supérieur (Chap. 5.3.2). Par conséquent, la diminution du  $\delta^{13}\text{C}$  dans la partie supérieure de la coupe des Gorges du Pichoux n'est vraisemblablement pas liée à l'évaporation, la dilution ou la diagenèse d'eau douce, mais plutôt à une forte production de carbonates associée à une légère restriction des environnements de dépôt. Le signal isotopique dans la partie inférieure est conforme aux résultats obtenus par ailleurs (WEISSERT & MOHR,



1996) et semble d'avantages refléter la composition isotopique de l'océan global.

## 7.2 ARGILES

Bien que l'utilisation des minéraux argileux comme marqueurs fiables des paléoclimats soit à juste titre discutée (SINGER, 1984; CURTIS, 1990; THIRY, 2000), des analyses ont été effectuées pour mieux connaître le contexte paléoclimatologique, qui peut avoir d'importantes répercussions sur le fonctionnement du système sédimentaire. 34 échantillons de la coupe des Gorges du Pichoux ont été analysés par diffraction X par le Prof. Jean-François DECONINCK de l'Université de Lille. Les échantillons ont été sélectionnés conformément à ceux qui ont été utilisés pour l'étude des isotopes stables et des éléments traces, en fonction de leur pourcentage de carbonates (compris entre 93 et 99 %), et de leur position à l'intérieur des séquences de dépôt de court terme. En effet, la fraction argileuse est d'autant plus grande que les environnements de dépôt sont profonds. Les pourcentages d'illite, d'interstratifiés et de kaolinite, la quantité relative de goethite, les intensités de l'illite et de la kaolinite, et le rapport kaolinite sur illite, sont présentés en annexe (Annex 6).

### 7.2.1 Résultats des analyses

Les variations du rapport kaolinite sur illite sont comparées à l'interprétation séquentielle de la coupe des Gorges du Pichoux et aux variations de la quantité de quartz (Fig. 7.2). Dans le Kimméridgien du Jura central, la kaolinite est vraisemblablement d'origine détritique (GYGI & PERSOZ, 1986; MOUCHET, 1995). Par conséquent, les variations parallèles du rapport kaolinite sur illite et du quartz traduisent les variations des apports terrigènes, qui résultent des variations du niveau marin eustatique, des changements climatiques et/ou des instabilités structurales (DECONINCK, 1993). De l'échantillon Pi 20 à l'échantillon Pi 66, l'augmentation et la diminution du rapport kaolinite sur illite sont associées à la présence de quartz. L'intervalle compris entre Pi 77 et Pi 124 est enrichi en illite par rapport à la kaolinite. La base (du mètre 46 au mètre 55) et le sommet (du mètre 86 au mètre 92) de cet intervalle correspondent respectivement aux dépôts de bas niveau ou du début de la transgression de la deuxième et de la troisième séquence de long terme, et se distinguent par de fortes teneurs en quartz et une légère diminution du rapport kaolinite sur illite. Entre Pi 128 et Pi 215, le rapport kaolinite sur l'illite augmente progressivement, alors que les quantités de

quartz restent relativement faibles et constantes. Le début de cet intervalle coïncide avec la surface de transgression de la troisième séquence de long terme.

### 7.2.2 Interprétation et discussion

Les publications qui concernent la distribution des minéraux argileux dans le Kimméridgien du Jura sont peu nombreuses (PERSOZ, 1982; GYGI & PERSOZ, 1986, pour la partie basale de la Formation de Reuchenette, et MOUCHET, 1995; 1998, pour la totalité de l'intervalle étudié), et leur comparaison est peu aisée compte tenu de l'absence de marqueur biostratigraphique précis.

Un des critères d'identification de la limite inférieure de la première séquence de long terme dans la coupe des Gorges de Court est une calcrète qui indique un climat aride à semi-aride (CHAMLEY, 1989, WIGNALL & RUFFEL, 1990). En revanche, l'intervalle compris entre Pi 17 et Pi 66 dans la coupe des Gorges du Pichoux se distingue par la présence de quartz et un rapport kaolinite sur illite relativement élevé. La kaolinite, généralement associée à la goethite, est caractéristique des régions chaudes et humides, alors que l'illite indique plutôt un climat tempéré et aride (CHAMLEY, 1989; CURTIS, 1990). Par conséquent, l'augmentation de la kaolinite entre Pi 17 et Pi 66 résulte probablement d'un changement climatique de plus aride à plus humide. De plus, il est intéressant de noter que les valeurs les plus élevées du rapport kaolinite sur illite (entre les échantillons Pi 17 et Pi 40) précèdent les quantités les plus importantes de quartz (au-delà de l'échantillon Pi 40). Les argiles, qui sont plus légères, atteignent les environnements de la plate-forme bien avant le quartz, qui est plus lourd, et annoncent dans un délai relativement court le changement de climat.

La diminution du rapport kaolinite sur illite entre Pi 77 et Pi 124 peut être liée à un changement climatique de plus humide à plus aride et/ou à la transformation de la smectite en illite dans les environnements supratidaux suite à l'alternance de périodes sèches et humides (DECONINCK & STRASSER, 1987). Cependant, la proportion de milieux proches de l'émersion voire émergifs entre Pi 77 et Pi 124 est globalement faible, et favorise la première hypothèse aux dépens de la deuxième. De plus, la base (du mètre 46 au mètre 55) et le sommet (du mètre 86 au mètre 92) de cet intervalle correspondent respectivement aux dépôts de bas niveau ou du début de la transgression de la deuxième et de la troisième séquence de long terme, et se distinguent par de fortes teneurs en quartz

et une légère diminution du rapport kaolinite sur illite. L'illite provient de l'érosion du substratum, alors que la kaolinite résulte du remaniement des sols (DECONINCK, 1993). L'augmentation de l'érosion pendant les périodes de bas niveau marin peut entraîner une augmentation des teneurs en illite par rapport à la kaolinite. Par conséquent, les dépôts de bas niveau ou du début de la transgression de la deuxième et de la troisième séquence de long terme (qui suivent respectivement Kim 3 et Kim 4) se distinguent par une érosion accrue.

L'augmentation de la kaolinite entre les échantillons Pi 124 et Pi 215 est probablement liée à un changement climatique de plus aride à plus humide, et/ou au remaniement de la kaolinite stockée dans les environnements les plus proximaux de la plate-forme pendant l'inondation majeure du Kimméridgien supérieur. Dans tous les cas, l'augmentation de la kaolinite est en général associée à une augmentation de la quantité de quartz. En l'occurrence, la quantité de quartz reste faible et relativement constante. En effet, le Kimméridgien supérieur du Jura central se caractérise par une forte augmentation de l'espace disponible (Chap. 5.1.2) et une importante production de carbonates (Chap. 7.1.2). Le quartz est probablement dilué par les carbonates. La dilution concerne également les minéraux argileux, mais la kaolinite et l'illite sont diluées en proportion égale. Par conséquent, les variations du rapport kaolinite sur illite restent les mêmes. Pour expliquer l'augmentation de la kaolinite, un changement climatique de plus aride à plus humide est peu vraisemblable compte tenu de l'absence d'autres indices, et des résultats obtenus par ailleurs qui indiquent une augmentation de l'aridité au Kimméridgien supérieur (HALLAM, 1984; WIGNALL & RUFFEL, 1990; ABBINK et al., 2001). Par conséquent, le remaniement de la kaolinite stockée dans les environnements de dépôt les plus proximaux de la plate-forme pendant l'inondation majeure reste la solution la plus probable.

### 7.3 PALYNOFACIÈS

Le palynofaciès représente la proportion des différents constituants organiques amorphes et figurés présentes dans une roche sédimentaire. Les résidus organiques sont d'origine continentale ou marine. La matière organique continentale se compose de phytoclastes (débris de plantes supérieures), de pollens et de spores. Ces fragments sont transportés par le vent ou les eaux de surface vers le milieu marin, où ils sédimentent. La matière organique

marine provient d'organismes végétaux (phytoplancton essentiellement) et animaux (p. ex. foraminifères). La matière organique marine identifiable (p. ex. basales de foraminifères, dinoflagellés), les pollens et les spores constituent les palynomorphes. Les composants organiques sont mieux préservés dans les environnements qui présentent un taux de sédimentation élevé et une faible quantité d'oxygène. L'étude des palynofaciès dans les sédiments carbonatés profonds et de plate-forme peu profonde est relativement récente (GORIN & STEFFEN, 1991; STEFFEN & GORIN, 1993 a, b; PITTET & GORIN, 1997). Dans les environnements d'énergie faible à modérée, les principaux facteurs qui influencent la distribution spatiale de la matière organique sont la proximité du continent, la productivité organique et le niveau de biodégradation, qui dépendent en partie de la bathymétrie (PITTET & GORIN, 1997). Par conséquent, l'étude des palynofaciès constitue un complément très utile pour l'interprétation séquentielle. Six échantillons de faciès de plate-forme peu profonde ont été analysés pour confirmer les corrélations des coupes de la plate-forme, mais également les corrélations entre la plate-forme et le bassin.

Un échantillon de la coupe des Gorges du Pichoux (Pi 104), 2 échantillons de la coupe des Gorges de Court (Co 145b et Co 182) et 3 échantillons de la coupe de Péry-Reuchenette (Re 27.16, Re 23.14 et les Marnes à *Exogyra virgula*), pris pour la plupart à proximité des surfaces de transgression et des dépôts d'inondation maximale des séquences de moyen terme, ont été préparés à l'Université de Genève et analysés par le Prof. Georges GORIN (Annex 7). L'ensemble des échantillons présente peu de résidus organiques. Il s'agit en grande partie de débris de bois (phytoclastes), et aucun palynomorphe n'a été observé.

Re 23.14 et les Marnes à *Exogyra virgula* se distinguent des autres échantillons par une quantité importante de phytoclastes, qui est généralement propre aux environnements situés à proximité de la ligne de rivage, et/ou au dépôt de bas niveau ou de la fin du haut niveau marin (PITTET & GORIN, 1997). En l'occurrence, Re 23.14 est situé à proximité de l'inondation majeure, qui caractérise le Kimméridgien supérieur (Chap. 5.1.2). Dans ce cas, l'apport accru de phytoclastes résulte vraisemblablement de l'inondation majeure, qui entraîne le remaniement de la matière organique continentale stockée dans les régions les plus proximales de la plate-forme, et/ou du déplacement des environnements de dépôt les plus proximaux relativement enrichis en matière organique continentale vers la mer ouverte, et/ou d'un changement climatique

de plus aride à plus humide, qui favorise la préservation de la matière organique continentale et son transport vers l'intérieur de la plate-forme. Cependant, l'échantillon Co 182 de la coupe des Gorges de Court, qui est situé au même niveau que l'échantillon Re 23.14, présente une faible quantité de résidus

organiques. Par conséquent, l'augmentation de la quantité de débris de bois observée dans l'échantillon Re 23.14 résulte probablement de la déviation des directions d'approvisionnement en terrigènes suite aux mouvements tectoniques qui affectent la plate-forme à la fin du Kimméridgien inférieur (Chap. 5.1.2).

\*\*\*



## 8 - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS TRACES

Envisagée dans un premier temps comme outil de corrélation entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien, la géochimie des éléments traces est finalement utilisée pour confirmer les résultats obtenus par la stratigraphie séquentielle, et pour mieux comprendre les paramètres qui influencent la dynamique du système sédimentaire étudié.

### 8.1 GÉNÉRALITÉS

#### 8.1.1 Les éléments dans l'eau de mer

Les éléments chimiques dissous dans l'eau de mer proviennent principalement de l'érosion des continents. L'activité hydrothermale au niveau des rides médio-océaniques constitue pour certains, comme le manganèse et le fer, une source d'apports supplémentaire. Six ions constituent plus de 99 % de la masse des sels dissous dans l'eau de mer (DUXBURY & DUXBURY, 1997). Il s'agit du sodium ( $\text{Na}^+$ ), du magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), du calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), du potassium ( $\text{K}^+$ ), des chlorures ( $\text{Cl}^-$ ) et des sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). Les autres éléments sont présents comme traces (<1 ppm). Par conséquent, la concentration dans l'eau de mer de la majorité des éléments est insuffisante pour qu'ils précipitent seuls (RENARD et al., 1997). Ils sont fixés par coprécipitation (substitution à l'un des éléments constitutifs d'un minéral), adsorption à la surface d'un minéral ou occlusion à l'intérieur d'un minéral. Ces mécanismes sont souvent imbriqués et difficilement dissociables. Toutefois, la coprécipitation est considérée comme le processus majeur de fixation des éléments traces (VEIZER, 1983), qui peuvent être liés à la phase carbonatée et/ou siliciclastique des sédiments. Dans ce travail, le sodium, le magnésium, le strontium, le fer et le manganèse ont été analysés. La fraction insoluble a été extraite par attaque acide et filtration. Par conséquent, les concentrations obtenues

reflètent uniquement la part des éléments relatifs à la phase carbonatée.

#### 8.1.2 L'incorporation des éléments traces dans les carbonates

L'incorporation des éléments chimiques au réseau cristallin des carbonates dépend du coefficient apparent d'incorporation des éléments et du type de sédimentation (organique ou inorganique). Elle est définie par l'équation suivante:

$$[\text{X}/\text{Ca}]_{\text{minéral}} = K_x [\text{X}/\text{Ca}]_{\text{eau}}$$

où  $[\text{X}/\text{Ca}]$  représente le rapport molaire de l'élément trace par rapport au calcium, et  $K_x$  est le coefficient apparent d'incorporation. Quel que soit l'élément considéré, qu'il soit un constituant majeur ou non de l'eau de mer, son incorporation concerne toujours de très faibles quantités.

Le coefficient apparent d'incorporation d'un élément est fonction du minéral (aragonite, calcite ou dolomie) dans lequel il est incorporé (fractionnement minéralogique) et des conditions physico-chimiques du milieu (température et taux de précipitation). Par exemple, l'aragonite assimile de préférence les cations de grande taille, comme le sodium et le strontium, alors que la calcite incorpore plutôt les cations de petite taille, comme le fer et le manganèse (VEIZER, 1983). Par ailleurs, l'incorporation des éléments traces au squelette ou au test d'un organisme dépend de l'espèce et de son métabolisme (fractionnement biologique). Enfin, les transformations minéralogiques susceptibles de se produire lors de la diagenèse peuvent modifier la concentration des éléments incorporés. Par conséquent, les teneurs en éléments traces des carbonates dépendent des apports, des facteurs qui contrôlent leur incorporation, et des transformations diagénétiques.

### 8.1.3 L'utilisation des éléments traces en sédimentologie

La géochimie des éléments traces a été l'objet de nombreux travaux au cours des années soixante. Ensuite, cette méthode a été de moins en moins utilisée en raison des difficultés d'interprétation et du contexte uniformitariste de l'époque, qui soutenait que le chimisme des océans était stable depuis le Cambrien. Elle connaît un regain d'intérêt depuis une dizaine d'années grâce à l'introduction des méthodes d'analyse sur phase minéralogique homogène et au changement des mentalités (RENARD et al., 1997).

L'utilisation des éléments traces est largement répandue dans les carbonates pélagiques (nombre limité de producteurs de carbonates, homogénéité de la phase carbonatée, et diagenèse précoce réduite). Elle reste peu appliquée aux carbonates de plate-forme peu profonde (VINCENT et al., 1997), où l'interprétation des résultats ne peut être dissociée d'une étude sédimentologique et diagénétique approfondie. Les variations des concentrations en éléments traces résultent de phénomènes d'ordre local (salinité, énergie, profondeur, température, fractionnement biologique) ou global (changement climatique, variation du niveau marin). Chaque élément a un comportement spécifique, qui est révélateur des variations d'un paramètre bien précis, et est utilisé en fonction.

#### 8.1.4 Le fer et le manganèse

Le comportement des éléments chimiques dépend essentiellement de la taille et de la charge des ions (BROWNLOW, 1996). Certains éléments ont des caractères similaires. C'est le cas du manganèse et du fer (même taille, charge variable et caractère oxydoréducteur), qui sont généralement étudiés en parallèle. Le manganèse et le fer sont présents dans tous les environnements aquatiques actuels sous la forme d'oxydes ( $Mn^{4+}$  et  $Fe^{3+}$ ) ou d'hydroxydes, et/ou sous forme dissoute ( $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$ ).

Une des principales sources de Mn et de Fe est l'érosion des continents, même si 90 % des apports fluviaux sont piégés au niveau des zones côtières (CHESTER, 1990). En effet, l'altération par hydrolyse des roches continentales libère du  $Mn^{2+}$  et du  $Fe^{2+}$ . Ces formes sont stables tant que la solution reste peu oxydante. Quand la quantité d'oxygène dissous augmente,  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$  sont oxydés en  $Mn^{4+}$  (plus rarement  $Mn^{3+}$ ) et  $Fe^{3+}$ , et se fixent à des particules détritiques. Ils sont ainsi transportés sur de longues

distances jusqu'à la zone de mélange des eaux de rivières et de l'eau de mer, qui est plus oxydante, et qui favorise la précipitation des colloïdes (KRAUSKOPF & BIRD, 1995). Par conséquent, les teneurs en Fe et Mn des carbonates de plate-forme peu profonde sont proportionnelles à la proximité du continent (FRIEDMAN, 1969; RENARD & LETOLLE, 1983).

L'hydrothermalisme sous-marin est le principal vecteur de  $Mn^{2+}$  et concerne surtout les carbonates pélagiques. Les teneurs en Mn dépendent des périodes d'activité de la ride, de la distance à la ride, du taux de production de carbonates et de la profondeur, qui contrôle à la fois la dilution du Mn par les carbonates et les conditions redox du milieu (EMMANUEL & RENARD, 1993). EMMANUEL (1993) propose un modèle de corrélation des variations des concentrations en Mn des carbonates pélagiques et des fluctuations du niveau marin relatif. Les limites de séquence sont indiquées par des pics négatifs en Mn, alors que les surfaces d'inondation maximale coïncident avec des pics positifs. Le prisme de bas-niveau correspond à des teneurs en Mn faibles et relativement constantes, l'intervalle transgressif à une augmentation plus ou moins progressive des concentrations, et le prisme de haut-niveau à une diminution. Une partie du fer provient également de l'activité hydrothermale. Cependant, contrairement au manganèse, il précipite à proximité de la ride (KRAUSKOPF & BIRD, 1995).

#### 8.1.5 Le sodium, le magnésium et le strontium

Tout comme le fer et le manganèse, le sodium, le magnésium et le strontium présentent des caractères chimiques communs (taille, charge et concentration relativement importante dans l'eau de mer). Par conséquent, leur comportement est proche et souvent comparé. Ces éléments sont très sensibles aux changements minéralogiques qui apparaissent au cours de la diagenèse. La transformation des carbonates métastables (aragonite et calcite riche en magnésium) en calcite pauvre en magnésium entraîne notamment une diminution des concentrations (LAND & HOOPS, 1973; GRAHAM et al., 1982). Par ailleurs, le fractionnement biologique joue un rôle important dans la répartition de ces éléments. La calcite des échinodermes, des éponges ou des bryozoaires incorpore préférentiellement le sodium, alors que l'aragonite des coraux ou des algues vertes assimile plutôt le strontium (LAND & HOOPS, 1973). Le Na et le Sr renseignent donc sur la répartition des faunes, et permettent de différencier certains environnements de dépôt (récifaux

et non-récifaux, néritiques et pélagiques, par exemple). L'incorporation du sodium et du strontium dans les carbonates dépend également de la salinité (FRITZ & KATZ, 1972; LAND & HOOPS, 1973; JAFFREZO & RENARD, 1979; VEIZER, 1983). Les carbonates formés en milieu hypersalin sont enrichis en sodium et en strontium. Enfin, le coefficient apparent d'incorporation du strontium est inversement proportionnel à la température (KINSMAN & HOLLAND, 1969). Sa concentration dans les sédiments varie en fonction des changements climatiques (CRONBLAD & MALMGREN, 1981), et, plus localement des courants (confinement, upwellings).

## 8.2 MÉTHODE ANALYTIQUE

### 8.2.1 Le choix des échantillons

Les échantillons ont été sélectionnés de manière à réduire l'influence du fractionnement minéralogique, du fractionnement biologique et des processus diagenétiques, et de façon à obtenir une courbe de variation représentative. Ils proviennent de la coupe des Gorges du Pichoux, qui présente peu d'indices d'arrêt de sédimentation ou de remaniement, et qui paraît peu affectée par la diagenèse. 63 échantillons ont été analysés. Ils sont micritiques et contiennent le moins de bioclastes possible. La plupart correspondent à des environnements de dépôt lagunaires, plus ou moins ouverts, où l'influence de la diagenèse précoce était probablement réduite. L'éventail des faciès sédimentaires représentés est donc limité (Annex 8). Les échantillons Ox 161, Ox 168 et Ox 174 proviennent de la coupe levée par HUG (2002).

### 8.2.2 La préparation des échantillons

Les échantillons ont été préparés et dosés sous la direction du Dr. Laurent Emmanuel, suivant le protocole opératoire utilisé par le laboratoire de géochimie de l'Université de Dijon. Ce procédé est le résultat des travaux de RENARD & BLANC (1971, 1972), et a été récemment révisé par RICHEBOIS (1990). Pour chaque échantillon, les altérations de surface et les phases parasites comme les veines de calcite, les géodes, les zones bioturbées, riches en oxydes de fer ou en argiles, et les stylolites, ont été éliminées à la scie. Après avoir été lavés à l'eau déminéralisée et séchés en étuve, les échantillons ont été broyés (vibro-broyeur à anneaux) jusqu'à l'obtention d'une poudre très fine. Un gramme de poudre suffit aux mesures.

### 8.2.3 La mise en solution des échantillons

La mise en solution des échantillons est réalisée, dans un premier temps, par une attaque à l'acide acétique, faiblement concentré (1 mol/l), de manière à préserver la fraction argileuse intacte. Dans un deuxième temps, la phase carbonatée est séparée de la phase détritique (argileuse et/ou quartzuse) par filtration. Enfin, pour optimiser le dosage par absorption atomique, il est nécessaire d'éliminer les ions acétates, qui réduisent l'absorbance de certains éléments, et d'homogénéiser le pH et les teneurs en calcium de chaque solution. Le milieu chlorhydrique étant plus favorable aux dosages que le milieu acétique, le filtrat est repris deux fois à l'acide chlorhydrique. La première attaque fait disparaître les acétates, la seconde rend le pH homogène. Chaque solution est ensuite diluée en fonction du poids dissous, pour homogénéiser les teneurs en calcium.

### 8.2.4 La planification des teneurs en calcium et le dosage

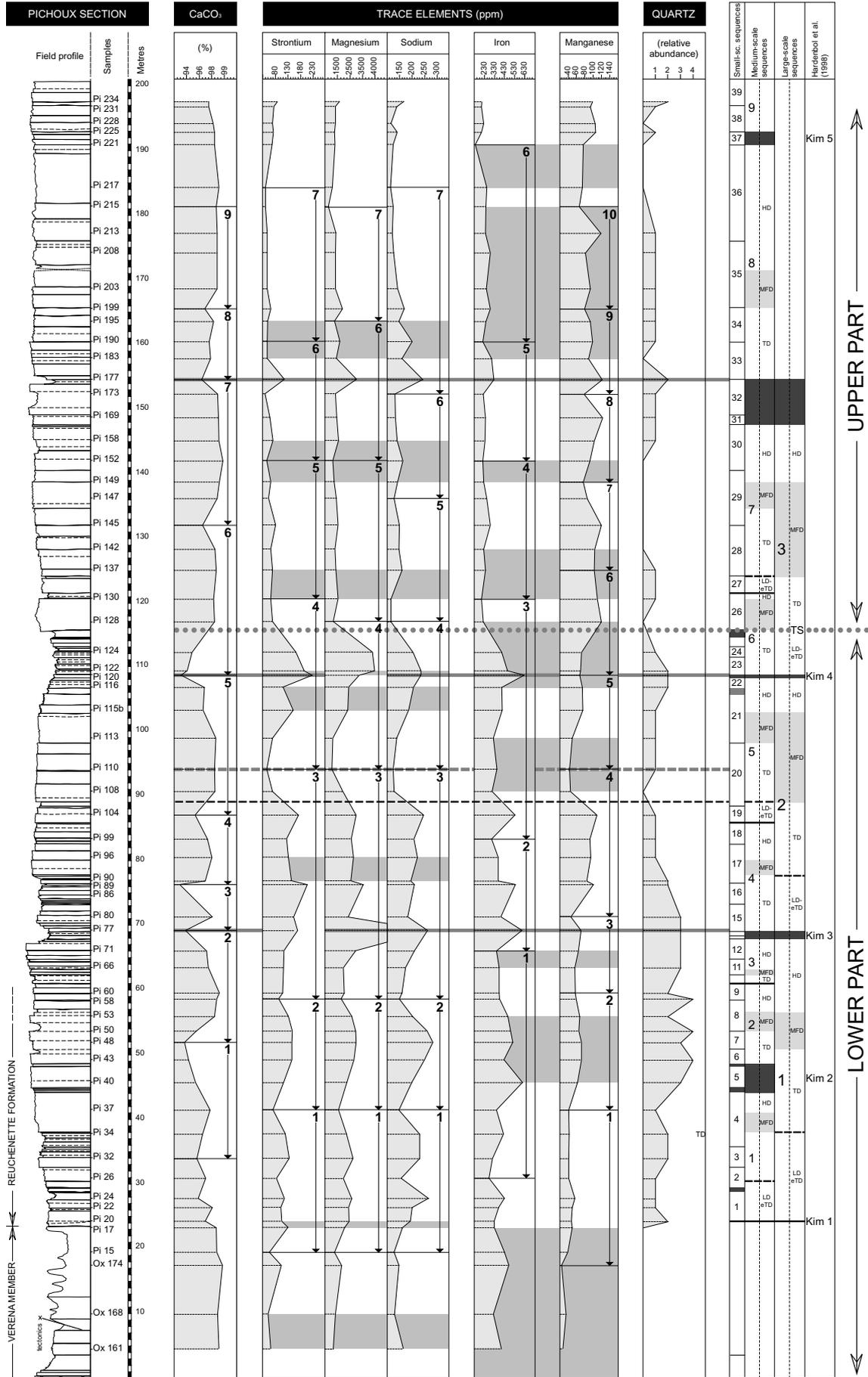
L'absorbance de certains éléments traces, comme le strontium, dépend de la concentration en calcium de la solution. Plus la teneur en calcium est importante, plus l'absorbance pour une concentration en strontium donnée est faible. Pour réduire cet effet, il est nécessaire de planifier chaque solution en tenant compte de la concentration moyenne en calcium de la série étudiée, qui est calculée suite au dosage préliminaire du calcium. Chaque solution est planifiée à 2500 ppm de calcium. Les dosages sont ensuite effectués par spectrométrie d'absorption atomique de flamme. Un standard permet d'évaluer la qualité des résultats obtenus.

## 8.3 RÉSULTATS DES ANALYSES

Les valeurs obtenues sont présentées dans l'annexe 8.

### 8.3.1 Description des variations du pourcentage de carbonates et des concentrations en éléments traces

Six courbes ont été obtenues (Fig. 8.1). La première représente les variations du pourcentage de carbonates, les cinq autres, celles des concentrations en strontium, magnésium, sodium, fer et manganèse des 63 échantillons analysés. D'un point de vue général,



la partie inférieure de la coupe (de Ox 161 à Pi 124) présente de fortes fluctuations, alors que la partie supérieure est relativement plus stable. La description de chaque courbe sera faite en respectant cette répartition et en regroupant les éléments par affinité chimique.

#### *Le pourcentage de carbonates*

Le pourcentage de carbonates varie dans la première partie entre 92.81 % (Pi 89) et 99.16 % (Pi 60), dans la deuxième partie entre 96.40 % (Pi 177) et 99.75 % (Pi 152). Les pourcentages de carbonates sont donc relativement plus élevés dans la partie supérieure de la coupe.

De l'échantillon Pi 32 au sommet, neuf unités géochimiques ont été identifiées. Une unité géochimique est définie par une évolution positive puis négative des valeurs (DE RAFÉLIS, 2000). Ces unités sont symétriques ou asymétriques et d'épaisseur variable.

#### *Le strontium, le magnésium et le sodium*

Les fluctuations du strontium, du magnésium et du sodium sont globalement parallèles. Les concentrations en strontium varient dans la première partie entre 45 ppm (Pi 110) et 226 ppm (Pi 120), dans la deuxième partie, entre 37 ppm (Pi 173) et 115 ppm (Pi 177). Les teneurs en strontium sont donc relativement plus élevées dans la partie inférieure que dans la partie supérieure de la coupe. Il en est de même pour le magnésium et le sodium. Les concentrations en magnésium varient entre 1052 ppm (Pi 110) et 8839 ppm (Pi 77, échantillon dolomitisé) dans la première partie, et entre 774 ppm (Pi 215) et 3038 ppm (Pi 177) dans la deuxième partie. Les teneurs en sodium fluctuent entre 124 ppm (Pi 110) et 283 ppm (Pi 48) dans la partie inférieure, et entre 113 ppm (Pi 217) et 241 ppm (Pi 177) dans la partie supérieure.

Chaque courbe présente sept unités géochimiques. Les unités 1, 2 et 3 sont communes aux trois éléments, l'unité 4 uniquement au magnésium et au sodium.

L'évolution des teneurs en strontium, magnésium et sodium comporte trois intervalles:

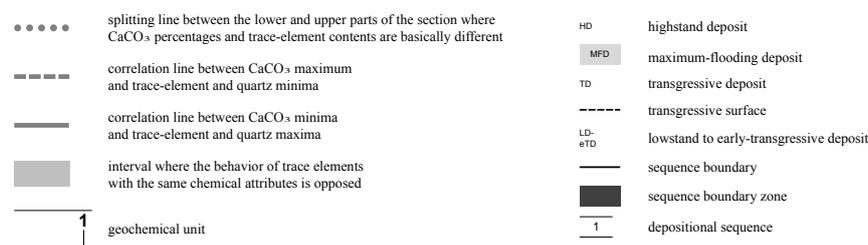
- un premier intervalle, qui comprend les unités 1, 2 et 3, et qui se termine par les concentrations les plus basses mesurées dans la première partie de la coupe (Pi 110),
- un deuxième intervalle, qui correspond plus ou moins à l'unité 4,
- un troisième intervalle, de Pi 128 au sommet de la coupe, où aucune unité ne coïncide.

Enfin, les variations des concentrations en strontium, magnésium et sodium sont le plus souvent en phase. Il existe cependant des portions de courbe (soulignées en gris) où l'un des éléments fluctue dans le sens opposé. Dans la première partie de la coupe, il s'agit toujours du strontium. Dans la deuxième partie, ce sont les trois éléments, tour à tour, qui ne varient pas dans le même sens. Ces zones sont plus importantes dans la partie supérieure (29 % environ de l'épaisseur totale) que dans la partie inférieure de la coupe (10 % environ de l'épaisseur de l'intervalle compris entre Pi 17 et Pi 128).

#### *Le fer et le manganèse*

Les courbes de variations des teneurs en fer et en manganèse sont globalement parallèles. Cependant, les concentrations en fer sont, à l'opposé du manganèse, relativement plus élevées dans la partie inférieure de la coupe. Les teneurs en fer varient entre 273 ppm (Pi 26) et 626 ppm (Pi 120) dans la première partie, et entre 138 ppm (Pi 231) et 323 ppm (Pi 177) dans la deuxième partie. Les concentrations en manganèse fluctuent entre 40 ppm (Pi 26 et Pi 37) et 108 ppm (Pi 104) dans la partie inférieure, et entre 66 ppm (Pi 169) et 122 ppm (Pi 215) dans la partie supérieure.

**Fig. 8.1:** Carbonate and trace-element variations in the Pichoux section. Correlation with quartz content and sequence-stratigraphic interpretation.



La courbe de variations des concentrations en fer présente six unités géochimiques, le manganèse dix. De l'un à l'autre des éléments, aucune unité ne coïncide.

L'évolution des teneurs en manganèse comprend trois intervalles:

- un premier intervalle, de Ox 161 à Pi 110, où les concentrations augmentent progressivement jusqu'au maximum enregistré dans la partie inférieure de la coupe (Pi 104) puis diminuent,
- un deuxième intervalle, entre Pi 110 et Pi 124, où les concentrations augmentent à nouveau progressivement,
- un troisième intervalle, entre Pi 128 et le sommet de la coupe, où les teneurs en manganèse sont relativement constantes et élevées.

Les courbes de variations des concentrations en fer et en manganèse, comme celles des concentrations en sodium, magnésium et strontium, sont alternativement en phase ou en opposition de phase. Les zones où les teneurs en fer et en manganèse varient dans le sens opposé sont nettement plus importantes dans la deuxième partie de la coupe (52 % environ de l'épaisseur totale) que dans la première partie (31 % environ de l'épaisseur de l'intervalle compris entre Pi 17 et Pi 128).

### 8.3.2 Corrélations du pourcentage de carbonates et des concentrations en éléments traces

Certaines unités géochimiques coïncident:

- l'unité 1 du strontium, du sodium, du magnésium et du manganèse
- l'unité 2 du sodium, du magnésium, du strontium et du manganèse
- l'unité 3 du sodium, du magnésium et du strontium et les unités 3 et 4 du manganèse
- l'unité 4 du sodium, du magnésium et du strontium
- l'unité 5 du strontium et du magnésium.

Une grande partie des minima et des maxima des unités géochimiques définies pour chaque élément se corrèle d'une courbe à l'autre.

Les pics positifs du pourcentage de carbonates correspondent aux pics négatifs des concentrations des éléments traces, et vice-versa.

La chute des concentrations en manganèse aux environs de l'échantillon Pi 110 coïncide parfaitement

avec celle des teneurs en sodium, en magnésium et en strontium.

Enfin, le pourcentage des zones où les courbes de variations des concentrations des éléments traces sont en opposition de phase est nettement plus fort entre les échantillons Pi 128 et Pi 234, que dans la partie inférieure de la coupe.

### 8.3.3 Corrélations du pourcentage de carbonates, des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz

Les variations de la quantité relative de quartz rendent compte des apports siliciclastiques (Chap. 5.1.2, Fig. 5.2). La quantité de quartz fluctue fortement dans la partie inférieure de la coupe. Dans la partie supérieure, le contenu en quartz est relativement constant et nettement plus faible.

L'évolution de la quantité de quartz comporte trois intervalles:

- un premier intervalle, entre les échantillons Pi 15 et Pi 108, où les fréquences augmentent graduellement jusqu'à l'échantillon Pi 58 puis diminuent,
- un deuxième intervalle, entre les échantillons Pi 108 et Pi 128, où les fréquences augmentent progressivement jusqu'à Pi 122 puis diminuent,
- un troisième intervalle qui correspond à la partie supérieure de la coupe.

Le deuxième intervalle coïncide avec l'unité géochimique 4 du sodium, du magnésium et du strontium, et au deuxième intervalle de l'évolution des concentrations en manganèse. Enfin, les pics positifs de la courbe de variations du quartz se corrèlent avec les pics négatifs de la courbe de variations des carbonates, et avec les pics positifs des courbes de variations des concentrations des éléments traces.

### 8.3.4 Corrélations de l'ensemble des résultats avec l'interprétation séquentielle

L'atténuation des variations du pourcentage de carbonates, des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz au niveau de Pi 128 coïncide avec la surface de transgression de la troisième séquence de long terme. Cette surface correspond à une chute des concentrations en sodium, en magnésium, en strontium et en fer, à une forte augmentation du pourcentage de carbonates et des concentrations en manganèse, et à une diminution du contenu en quartz. C'est à partir de cette limite également que les courbes de variations

du strontium, du magnésium et du sodium, ainsi que celles du fer et du manganèse, sont le plus souvent en opposition de phase.

Par ailleurs, Kim 3, Kim 4, et la limite comprise entre les séquences de moyen terme 7 et 8, qui sont les limites de séquence les mieux représentées, correspondent à des pics négatifs du pourcentage de carbonates, et à des pics positifs des concentrations en éléments traces, et de la quantité de quartz. Inversement, le maximum d'inondation de la deuxième séquence de long terme est indiqué par un pic positif du pourcentage de carbonates, et par un pic négatif des concentrations en élément trace et du contenu en quartz.

De plus, la diminution de la concentration des éléments traces et de la quantité de quartz aux environs de Pi 108 coïncident avec la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme, qui équivaut à la base du dépôt d'inondation maximale de la deuxième séquence de long terme.

Enfin, Kim 4 est indiquée par une augmentation des concentrations de l'ensemble des éléments traces mis à part le manganèse.

#### 8.4 INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

La surface de transgression de la troisième séquence de long terme entraîne une augmentation importante de l'espace disponible, qui se traduit dans le Jura central par le dépôt d'une série sédimentaire épaisse et uniforme (Chap. 5.1.2). L'atténuation des variations du pourcentage de carbonates, des concentrations en éléments traces, et de la quantité de quartz au-dessus de cette surface est cohérente avec l'inondation de la plate-forme. L'augmentation de l'espace disponible, et/ou la diminution des apports terrigènes, et/ou l'amélioration des conditions de vie des organismes producteurs de carbonates, provoquent un accroissement de la production carbonatée, qui se traduit par une augmentation du pourcentage de carbonates. De plus, la diminution des apports terrigènes, et/ou la dilution d'un apport constant de terrigènes par une importante production de carbonates, expliquent la diminution de la quantité de quartz, mais également celle des concentrations en Sr, Mg, Na et Fe. Cependant, la nature détritique du fer reste incertaine. Les concentrations mesurées sont trop faibles, même pour des environnements de dépôt situés dans les régions les plus distales de la plate-forme (EMMANUEL, comm. orale), et les données disponibles suite à ce travail

sont insuffisantes pour définir sa provenance. Enfin, la diminution du Sr et du Na, et l'augmentation du Mn, dans la partie supérieure de la coupe des Gorges du Pichoux peuvent également provenir du renouvellement, pendant l'inondation de la plate-forme, des eaux peu profondes par des eaux franchement marines, qui contiennent relativement moins de Sr et de Na, et relativement plus de Mn hydrothermal. L'évaporation pendant la saison sèche des régions les plus restreintes des plates-formes peu profondes provoque une augmentation de la salinité jusqu'à 42 à 45 ‰ en moyenne, et localement jusqu'à 80 ‰ (TUCKER & WRIGHT, 1990). La différence des concentrations en Na et Sr des eaux peu profondes et des eaux franchement marines est donc suffisamment importante pour que l'inondation de la plate-forme entraîne une diminution significative du Na et du Sr. En revanche, les différences entre les concentrations en Mn des eaux peu profondes et de la mer ouverte sont en temps normal insuffisantes pour que l'inondation de la plate-forme soit la cause d'une augmentation des concentrations identique à celle qui est observée dans la partie supérieure de la coupe des Gorges du Pichoux. Par conséquent, l'augmentation des concentrations en Mn reflète probablement un enrichissement de l'océan en Mn hydrothermal suite au renforcement de l'activité des rides médio-océaniques. D'après DE RAFÉLIS (2000), la plupart des séquences de troisième ordre du Jurassique du Bassin vocontien sont d'origine tectono-eustatique, et LEMOINE et al. (1986) interprètent le Kimméridgien comme une période d'expansion océanique.

Par ailleurs, Kim 3 et Kim 4 correspondent à des pics négatifs du pourcentage de carbonates, et à des pics positifs des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz. Les minima du pourcentage de carbonates, et les maxima des éléments traces et du quartz sont probablement liés à la diminution de l'espace disponible, qui entraîne une diminution de la production de carbonates et/ou une augmentation des apports terrigènes. Contrairement au modèle proposé par EMMANUEL (1993) pour les carbonates pélagiques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin vocontien, les limites de séquence de la coupe des Gorges du Pichoux correspondent à un maximum de manganèse, et les dépôts d'inondation maximale coïncident avec un minimum de manganèse. De plus, les corrélations entre les variations des concentrations en Mn mesurées sur la plate-forme et celles présentées par DE RAFÉLIS (2000) pour les coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge sont au premier abord délicates. Par conséquent, les corrélations plate-forme – bassin

basées uniquement sur les variations au cours du temps des concentrations en manganèse sont à priori hasardeuses.

De plus, la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme, qui équivaut à la base du dépôt d'inondation maximale de la deuxième séquence de long terme, coïncide avec une diminution des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz. Par conséquent, l'inondation maximale de la deuxième séquence de long terme correspond vraisemblablement à une importante augmentation du niveau marin relatif qui pousse les terrigènes vers le continent, et/ou qui entraîne une augmentation de la production de carbonates et une diminution relative des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz.

Enfin, Kim 4 est indiquée par une augmentation des concentrations de l'ensemble des éléments traces mis à part le manganèse. Contrairement aux autres éléments traces et au quartz qui proviennent en majeure partie de l'érosion continentale, les concentrations en Mn des carbonates des plates-formes peu profondes dépendent en partie de l'activité des rides médio-océaniques. En partant de l'hypothèse que les concentrations en Mn mesurées sur la plate-forme sont égales au cumul

des composantes continentale ( $Mn^{4+}$ ) et hydrothermale ( $Mn^{2+}$ ), le déficit de Mn observé au niveau de Kim 4 résulte probablement d'une diminution de la proportion de Mn hydrothermal. Par conséquent, la chute du niveau marin relatif au niveau de Kim 4 modifie probablement les échanges entre la plate-forme et le bassin. Des analyses supplémentaires seraient nécessaires pour différencier les composantes continentale et hydrothermale du Mn, et justifier cette hypothèse.

En conclusion, les variations des concentrations en éléments traces et de la quantité de quartz dépendent en partie des variations du niveau marin relatif de long terme. De plus, les relations entre les variations du niveau marin relatif de plus haute fréquence et les variations des concentrations en éléments traces ne sont pas évidentes à définir. Les concentrations en éléments traces sont probablement influencées par des facteurs spécifiques aux environnements de dépôt (e.g. salinité, température, potentiel d'oxydo-réduction), qui brouillent l'enregistrement des variations du niveau marin relatif de plus haute fréquence. Enfin, les corrélations des variations du Mn entre la plate-forme et le bassin (DE RAFÉLIS, 2000) sont au premier abord difficiles à établir, et nécessitent de plus amples investigations.

\*\*\*

## 9 - LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL : TECTONIQUE, EUSTATISME ET/OU CLIMAT ?

En raison de leur grande sensibilité vis-à-vis des changements environnementaux, les plates-formes carbonatées peu profondes constituent des systèmes sédimentaires particulièrement complexes. L'enregistrement sédimentaire résulte de la superposition de plusieurs ordres de variations du niveau marin eustatique, de la tectonique (globale, régionale et/ou locale), et de la production et de l'accumulation de carbonates (Fig. 9.1). Par ailleurs, le potentiel de production de carbonates des plates-formes peu profondes est fortement contrôlé par la variation des facteurs propres aux écosystèmes comme la profondeur de l'eau, la turbidité, l'hydrodynamisme, la quantité de nutriments et d'oxygène, la salinité et la température, qui dépendent les uns des autres, des variations du niveau marin eustatique et de la tectonique, mais également du climat. Enfin, l'eustatisme et le climat sont directement, ou à travers des processus rétroactifs complexes, liés aux variations des paramètres orbitaux de la Terre (Chap. 6.1.1). Par conséquent, l'enregistrement sédimentaire résulte d'une multitude de connexions entre un nombre considérable de variables locales, régionales et/ou globales (STRASSER, 1991; WEISSERT & MOHR, 1996; HOMEWOOD, 1996), et quantifier la part de chacune de ces variables dans l'enregistrement sédimentaire reste l'idéal d'un grand nombre de chercheurs.

Les variations de l'espace disponible sur la plate-forme du Jura et les variations de la composition des dépôts dans le Bassin vocontien évoluent de manière parallèle, et définissent trois parties successives (Chap. 5.3). La partie inférieure A s'étend de la zone d'ammonites à Platynota à la zone à Divisum (de Kim 1 à Kim 3). La partie inférieure B correspond à la zone à Acanthicum (de Kim 3 à Kim 4). La partie supérieure comprend les zones à Eudoxus et à Beckeri (de Kim 4 à Kim 5) (Fig. 9.2). Chacune de ces périodes

correspond à une séquence de long terme (Chap. 5.1.2, 5.3.2).

L'objectif de ce chapitre est de rappeler quelles sont les variables qui agissent sur le fonctionnement des plates-formes carbonatées peu profondes et quelles sont leurs relations, et de déterminer à partir des données sédimentologiques, géochimiques, et minéralogiques obtenues dans ce travail, les principaux facteurs qui ont influencé la dynamique de la plate-forme du Jura au cours de chacune des périodes citées ci-dessus. Les conséquences des variations de ces paramètres sur les relations entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien, et sur la formation des séquences de dépôt dans le bassin, seront discutées dans le dernier chapitre de cette thèse (Chap. 10).

### 9.1 PRINCIPALES VARIABLES RESPONSABLES DE LA DYNAMIQUE DES PLATES-FORMES CARBONATÉES

Le but de ce paragraphe est de rappeler les paramètres qui contrôlent les variations de la tectonique, de l'eustatisme et du climat, les interactions entre ces facteurs, et leur influence sur l'écosystème et sur la production de carbonates. Leur contribution dans l'enregistrement sédimentaire dépend de la période géologique, mais également du bassin étudié. Par conséquent, leur origine, leur connexion, et leur influence sur l'écosystème sont variées, et difficiles à synthétiser.

#### 9.1.1 La tectonique

L'activité structurale est liée quel que soit son rayon d'action à la tectonique des plaques (VAIL et al., 1991). La tectonique globale (1<sup>er</sup> ordre de VAIL et al. 1991) est responsable des orogènes et de la

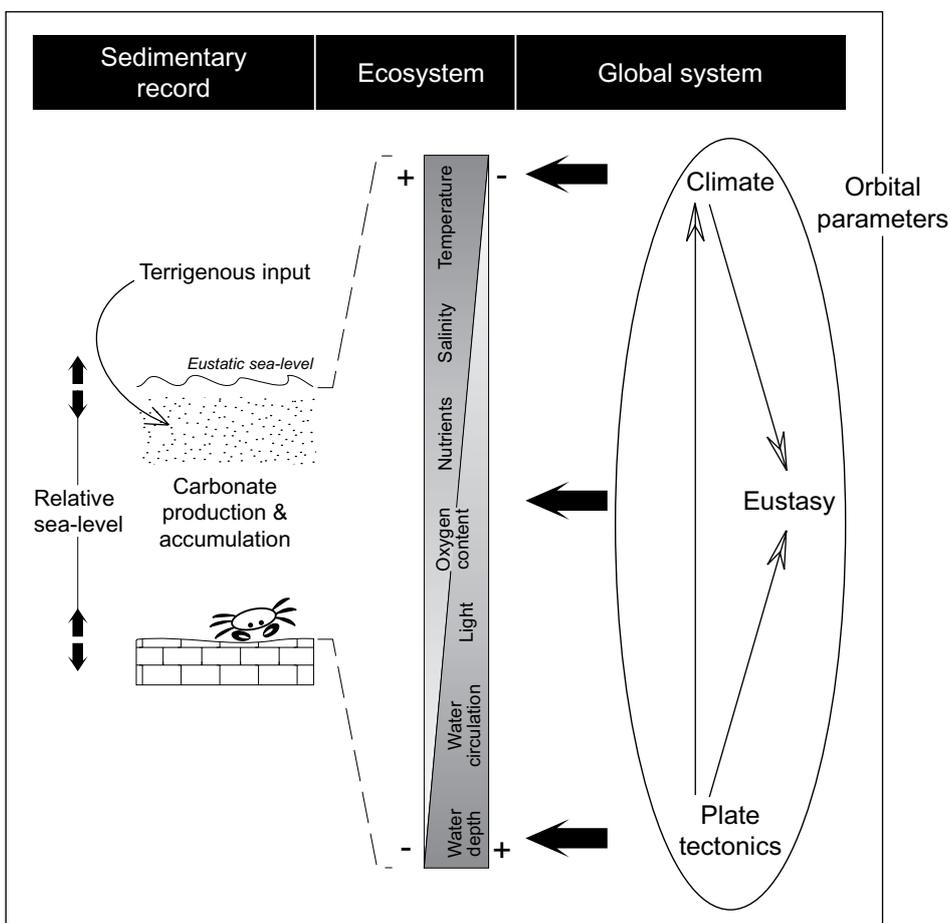
formation des bassins sédimentaires. La tectonique régionale (2<sup>ème</sup> ordre de VAIL et al. 1991) contrôle les variations de la vitesse de subsidence des bassins sédimentaires. La tectonique locale correspond aux mouvements des structures de petite échelle (plissements, failles, magmatisme et diapirisme).

La tectonique influence les variations du niveau marin eustatique (variations du volume des bassins), le climat global ( $p\text{CO}_2$  de l'atmosphère) et régional (déplacement latitudinal des continents et orogénèses). Elle affecte également la morphologie des plates-formes et la distribution des environnements de dépôt par l'intermédiaire des variations de la bathymétrie et de l'hydrodynamisme, ou par la formation de lagons restreints où la température, la salinité et la quantité d'oxygène varient fortement en fonction des changements climatiques et des variations du niveau marin eustatique. Enfin, la tectonique et le climat contrôlent la production, le transport et la distribution des terrigènes à l'intérieur de la plate-forme (MATTHEWS & PERLMUTTER, 1994, VAIL et al. 1991).

La tectonique est en partie responsable de l'architecture des corps sédimentaires (progradation, rétrogradation et aggradation), et accentue ou atténue l'expression des limites de séquences (VAIL et al., 1991). D'après CISNE (1986), les séismes peuvent former des séquences de dépôt, même de haute fréquence. Pour CLOETINGH (1988), les contraintes stockées à l'intérieur des plaques ("intraplate stresses") peuvent être responsables de la formation des cycles de troisième ordre. En résumé, la part de la tectonique dans l'expression ou la formation des séquences de dépôt est très importante.

### 9.1.2 L'eustatisme

Les variations du niveau marin eustatique de long terme (tectono-eustatisme, 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre de VAIL et al. 1991) sont liées aux variations du volume des océans qui dépendent en grande partie de la vitesse d'expansion des fonds océaniques (RONA, 1973; PITMAN, 1978; VAIL et al., 1991). Les autres mécanismes responsables des variations du volume des océans, mais en moindre proportion, sont la collision des continents,



**Fig. 9.1:** The sedimentary record results from relative sea-level variations and carbonate production and accumulation. The latter highly depend on ecosystem characteristics such as water depth and circulation, light, oxygen content, nutrients, salinity and temperature. Each of these factors is more or less subject to climatic, eustatic and tectonic changes, which are partly controlled by variations of orbital parameters. Consequently, the sedimentary record results from a large number of local, regional and / or global variables, which are interrelated. The relevant parameters and their contribution to the sedimentary record are therefore difficult to determine.

la subduction des plaques océaniques, le magmatisme sous-marin et le remplissage sédimentaire (VAIL et al., 1991).

Les variations du niveau marin eustatique de court terme (glacioeustatisme, du 3<sup>ème</sup> au 6<sup>ème</sup> ordre de VAIL et al. 1991) sont liées aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. Les variations de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité entraînent des changements climatiques, qui agissent sur le volume des masses d'eau (Chap. 6).

Les variations du niveau marin eustatique ont une influence directe sur la bathymétrie, l'hydrodynamisme, ainsi que sur la quantité de nutriments et la température pendant les périodes d'upwelling (HALLOCK & SCHLAGER, 1986; JAMES, 1997). De plus, une diminution du niveau marin eustatique accentue la morphologie de la plate-forme et favorise l'apparition de lagons restreints où la température, la salinité et la quantité d'oxygène varient fortement en fonction des changements climatiques. Enfin, les variations du niveau de base sont liées aux variations du niveau marin eustatique, qui contrôle de ce fait en partie l'érosion des continents et la production de terrigènes.

Les variations de long terme du niveau marin eustatique sont en partie responsables de l'architecture des corps sédimentaires (progradation, rétrogradation et aggradation) et de la formation des séquences de long terme, alors que les variations de court terme influencent de préférence la formation des séquences de dépôt élémentaires, de court terme et de moyen terme.

### 9.1.3 Le climat

Le climat global dépend en partie des variations des paramètres orbitaux de la Terre, qui affectent l'insolation et les circulations océaniques (MÖRNER, 1994; MATTHEWS & PERLMUTTER, 1994). Le climat global est également contrôlé par la tectonique des plaques. En effet, le renforcement de l'activité des rides médio-océaniques entraîne une augmentation de la  $p\text{CO}_2$  de l'atmosphère qui est suivie d'une augmentation de la température et des précipitations (WEISSERT & MOHR, 1996). Enfin, le déplacement des continents et les orogénèses contrôlent le climat régional. Des modèles (General Circulation Models) montrent notamment que la formation des chaînes de montagne peut être la cause d'une augmentation de

l'aridité (MANEBE & BROCCOLI, 1990; HALLAM et al., 1991).

Les précipitations et la température influencent fortement les écosystèmes des plates-formes carbonatées, et par conséquent le potentiel de production de carbonates. Une température et une humidité élevées augmentent l'érosion des reliefs et la production de terrigènes (WEISSERT & MOHR, 1996). Les précipitations favorisent le transport des terrigènes, et leur répartition à l'intérieur du bassin. L'apport accru de terrigènes est associé à une importante quantité de nutriments, qui stimule la productivité primaire. L'augmentation de la productivité entraîne une eutrophisation du milieu et une augmentation de la turbidité (HALLOCK & SCHLAGER, 1986; JAMES, 1997; DUPRAZ & STRASSER, 1999). Suite aux fortes précipitations, la salinité de l'eau de mer diminue. L'eutrophisation, la turbidité élevée et la faible salinité de l'eau sont responsables d'une diminution du potentiel de production de carbonates. De même, une aridité élevée entraîne par évaporation l'augmentation de la salinité de l'eau, et par conséquent une diminution du nombre des organismes producteurs de carbonates (HALLOCK & SCHLAGER, 1986; JAMES, 1997). Enfin, un climat chaud favorise le développement des coraux et des algues vertes (LEES & BULLER, 1972; JAMES, 1997).

## 9.2 LE KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL: TECTONIQUE, EUSTATISME ET/OU CLIMAT ?

Dans ce chapitre, seules les variations du niveau marin relatif de moyen et de long terme sont discutées. Les fluctuations de haute fréquence existaient certainement, mais elles sont difficiles à interpréter et ne sont pas considérées.

### 9.2.1 La partie inférieure A

#### *Paléoclimat*

Une calcrète située à la limite entre le Membre de Sainte-Vère et la Formation de Reuchenette dans la coupe des Gorges de Court indique que l'Oxfordien supérieur était soumis à un climat aride à semi-aride (CHAMLEY, 1989, WIGNALL & RUFFEL, 1990). La partie inférieure A (entre Kim 1 et Kim 3) de la Formation de Reuchenette se distingue par une quantité de quartz et un rapport kaolinite sur illite élevés, qui indiquent un climat plus humide, et/ou un soulèvement tectonique. Le passage d'un climat généralement

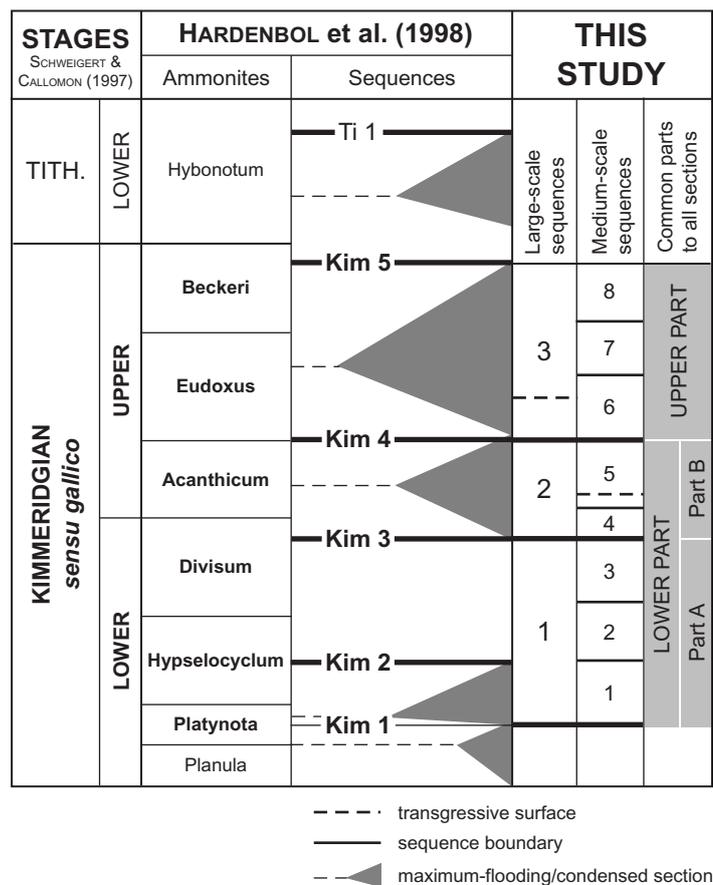
plus aride à un climat généralement plus humide entre l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur est suggéré par la présence dans la partie inférieure A de charophytes, qui affectionnent les environnements côtiers régulièrement approvisionnés en eau douce (SHINN et al., 1969; MOJON & MOUCHET, 1992).

Par ailleurs, les assemblages de fossiles sont dominés par des ostracodes, des bivalves, des foraminifères benthiques, des spicules d'éponges et des échinodermes. L'absence de coraux et d'algues vertes signifie que la température, la salinité, la quantité de nutriments ou d'oxygène, la profondeur de l'eau et/ou l'hydrodynamisme étaient inadéquats pour que ces organismes prolifèrent (LEES & BULLER, 1972; JAMES, 1997). Dans la partie inférieure A, les environnements boueux et relativement peu profonds dominant, la quantité de matière organique préservée est faible, et la pyrite est oxydée. L'ensemble de ces caractéristiques sédimentologiques traduit un hydrodynamisme et une profondeur faibles ainsi qu'une importante quantité d'oxygène. De plus, la présence d'ooïdes et d'oncoïdes indique que la température de l'eau était relativement élevée (PITTET, 1996; JAMES, 1997). Par conséquent, les assemblages de fossiles peu diversifiés observés dans la partie inférieure A résultent probablement de l'alternance de saisons sèches et de saisons plus humides. Pendant les saisons sèches, une importante évaporation entraîne une augmentation globale de la salinité, alors que les précipitations fréquentes des saisons plus humides provoquent une diminution globale de la salinité et une augmentation des apports terrigènes. Par conséquent, l'établissement d'un écosystème instable est probablement responsable d'une diminution de la production de carbonates.

#### Variations de l'espace disponible: tectonique et eustatisme

La diminution de l'épaisseur des séquences de court terme et de moyen terme et des environnements de dépôt toujours moins profonds traduisent une diminution de l'espace disponible, qui résulte d'une diminution du niveau marin eustatique et/ou d'un ralentissement de la subsidence.

Les variations latérales de l'épaisseur des séquences de dépôt sont relativement limitées, et caractérisent une activité structurale de faible ampleur. Compte tenu du contexte tectonique synsédimentaire relativement



**Fig. 9.2:** Distribution of the three parts defined according to the correlation between the Jura platform and the Vocontian Basin. The lower part A lies between the Platynota and the Divisum ammonite zones, the lower part B corresponds to the Acanthicum zone, and the upper part encloses the Eudoxus and the Beckeri zones.

stable et de la bonne continuité latérale de Kim 3 (Chap. 6.3, Fig. 6.4), la diminution d'espace disponible entre Kim 1 et Kim 3 correspond vraisemblablement à une diminution du niveau marin eustatique. De plus, Kim 3 se distingue par une légère diminution du rapport kaolinite sur illite qui est interprétée comme un renforcement de l'érosion (Chap. 7.2.2), et par des bancs très peu épais, des environnements de dépôt très peu profonds et la présence de séquences élémentaires qui suggèrent un espace disponible particulièrement réduit (Chap. 4.2.1). Par conséquent, Kim 3 enregistre une diminution du niveau marin eustatique relativement forte.

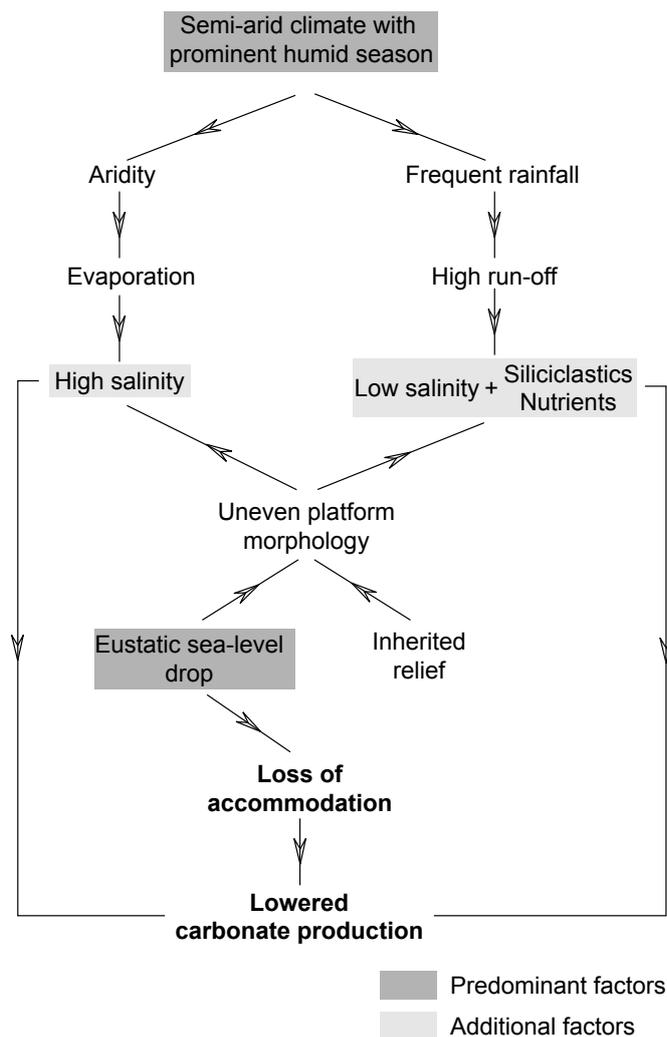
Enfin, les Gorges de Court sont situées sur un relief positif (Chap. 5.1.2), et la présence de chenaux tidaux indique des courants de marée puissants. Par conséquent, la morphologie de la plate-forme était relativement accidentée. Compte tenu de l'absence d'activité structurale synsédimentaire entre Kim 1

et Kim 3, la morphologie de la plate-forme est vraisemblablement héritée d'événements tectoniques antérieurs.

#### *Signification de la première séquence de long terme*

De la zone d'ammonites à Platynota à la zone à Divisum, le Jura central est soumis à un climat semi-aride avec une saison humide relativement développée. L'alternance de saisons sèches et de saisons plus humides entraîne l'établissement d'un écosystème instable, qui se caractérise par une salinité et une quantité de terrigènes variables (Fig. 9.3). De plus, l'influence de la tectonique sur l'enregistrement sédimentaire est faible, et la diminution de l'espace disponible enregistré dans la partie inférieure A est vraisemblablement liée à une diminution du niveau marin eustatique. Par conséquent, un écosystème instable et une diminution du niveau marin eustatique entraînent probablement une diminution de la

### LOWER PART A



production de carbonates (Fig. 9.6). La première séquence de long terme est interprétée comme la fin du dépôt de haut niveau d'une séquence de plus basse fréquence (Fig. 9.6). L'importance relative de la limite de séquence Kim 3 résulte probablement de la superposition de plusieurs ordres de variations du niveau marin, qui tendent tous à diminuer.

### 9.2.2 La partie inférieure B

#### *Paléoclimat*

Les faibles quantités de quartz et de kaolinite dans la partie inférieure B indiquent une diminution des apports terrigènes qui est probablement liée à un changement climatique de plus humide à plus aride et/ou à une augmentation du niveau marin relatif. La présence de teepees suggère un climat aride à semi-aride, alors que celle de charophytes et de charbon témoigne d'une certaine humidité. Par conséquent, le climat du Jura central dans la partie inférieure B est globalement plus aride par rapport à la partie inférieure A. L'installation pendant de courtes périodes de conditions plus humides résulte probablement de fluctuations climatiques de plus haute fréquence.

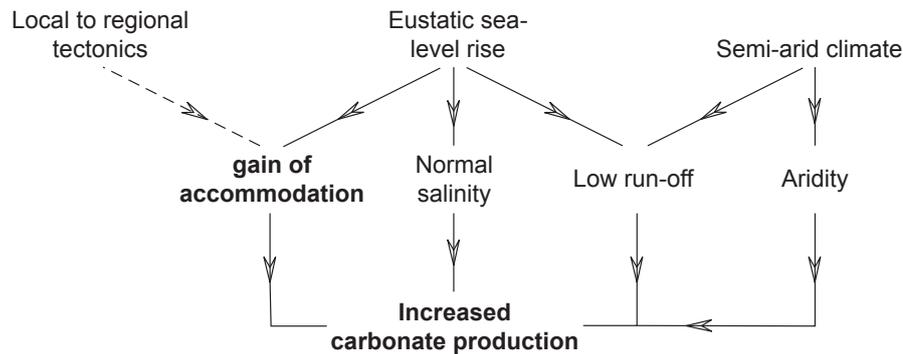
Par ailleurs, les assemblages de fossiles changent entre la première partie de la période comprise entre Kim 3 et Kim 4, où les ostracodes, les bivalves, les foraminifères benthiques, les spicules d'éponges et les échinodermes dominant, et la deuxième partie, qui se distingue par l'apparition des dasycladales et de *Bacinella*. Malgré l'augmentation de l'aridité par rapport à la partie inférieure A, la partie inférieure B enregistre un retour à une salinité normale.

#### *Variations de l'espace disponible: tectonique et eustatisme*

La première partie de la période comprise entre Kim 3 et Kim 4 est caractérisée par des bancs très peu épais et des environnements de dépôt proches de l'émersion, alors que la deuxième partie se distingue par une augmentation de l'épaisseur des bancs et une ouverture générale des environnements de dépôt. Par conséquent, la période comprise entre Kim 3 et Kim 4 enregistre

**Fig. 9.3:** Relevant and additional parameters controlling accommodation space and carbonate production in the central Jura during the lower part A (i.e. between the Platynota and Divisum ammonite zones).

## LOWER PART B



**Fig. 9.4:** Relevant and additional parameters controlling accommodation space and carbonate production in the central Jura during the lower part B (i.e. during the *Acanthicum ammonite* zone).

une augmentation importante de l'espace disponible, qui coïncide avec la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme. L'inondation de la plate-forme est probablement en partie responsable de la diminution de la salinité mentionnée ci-dessus.

L'épaisseur des séquences de dépôt dans la coupe des Gorges de Court est réduite par rapport à celle des séquences des coupes des Gorges du Pichoux et de Péry-Reuchenette. Par ailleurs, en dépit de l'augmentation de l'espace disponible, les environnements de dépôt de la coupe de Péry-Reuchenette restent très peu profonds. Enfin, les coupes des Gorges de Court et de Péry-Reuchenette se distinguent de la coupe des Gorges du Pichoux par une augmentation de la quantité de quartz au niveau de la cinquième séquence de moyen terme, qui est interprété dans la coupe des Gorges de Court comme une accentuation du relief positif et une diminution de l'accumulation des carbonates, et dans la coupe de Péry-Reuchenette comme une déviation des directions d'approvisionnement en terrigènes. Par conséquent, les corrélations des coupes de la plate-forme révèlent l'existence entre Kim 3 et Kim 4 d'événements tectoniques synsédimentaires, qui accentuent la morphologie de la plate-forme.

La limite de moyen terme comprise entre Kim 3 et Kim 4 se corrèle mal compte tenu de l'augmentation dans les Gorges de Court et à Péry-Reuchenette de la quantité de terrigènes, qui entraîne de nombreuses lacunes d'affleurement. Cette limite est également mal représentée dans les autres bassins européens (Chap. 6.3, Fig. 6.4), mais les données disponibles dans la littérature (WIGNALL, 1991; LEINFELDER, 1993a; RUSCIADELLI, 1999; TAYLOR et al., 2001) ne permettent

pas de savoir si l'événement tectonique, qui est responsable de l'augmentation des terrigènes dans le Jura central, concerne également les autres bassins. Par conséquent, la tectonique qui affecte la plate-forme du Jura entre Kim 3 et Kim 4 est probablement locale, voire régionale.

L'augmentation de l'espace disponible coïncide avec un appauvrissement en  $^{13}\text{C}$ , qui résulte probablement d'une augmentation de la production de carbonates (Chap. 7.1). De plus, la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme correspond également à une diminution de la concentration des éléments traces, qui est probablement la conséquence du recul des terrigènes vers le continent et/ou d'une augmentation de la production de carbonates (Chap. 8.4). Par conséquent, les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et des concentrations des éléments traces de part et d'autre de la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme traduisent une augmentation de la production de carbonates.

Comme Kim 3, Kim 4 se distingue par une légère diminution du rapport kaolinite sur illite qui est interprétée comme un renforcement de l'érosion (Chap. 7.2.2), et par des bancs très peu épais, des environnements de dépôt très peu profonds et la présence de séquences élémentaires qui suggèrent un espace disponible particulièrement réduit (Chap. 4.2.1). De plus, Kim 4 est également bien représentée dans les autres bassins européens (Chap. 6.3, Fig. 6.4). Par conséquent, Kim 4 enregistre probablement une diminution du niveau marin eustatique relativement forte.

*Signification de la deuxième séquence de long terme*

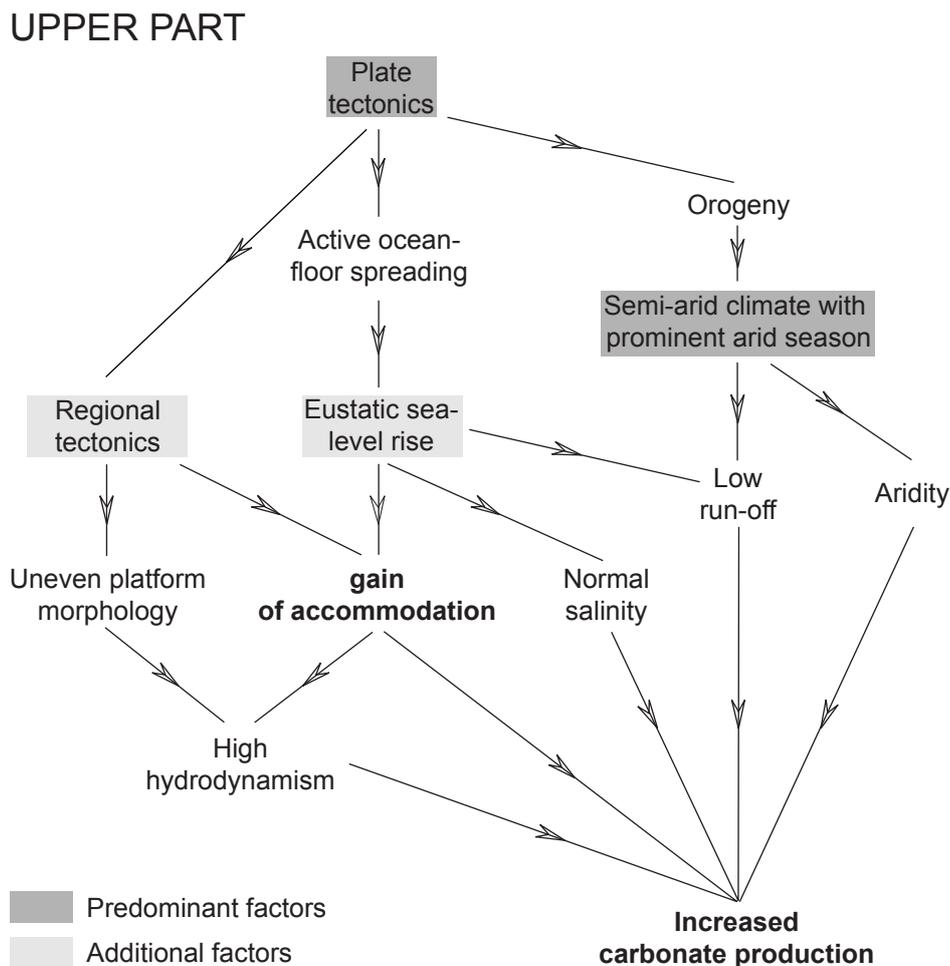
La partie inférieure B enregistre une augmentation de l'aridité et de l'espace disponible par rapport à la partie inférieure A. L'augmentation du niveau marin relatif est probablement liée à une accélération de la vitesse de subsidence (tectonique synsédimentaire locale, voire régionale) et/ou à une augmentation du niveau marin eustatique, et coïncide avec la surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme. L'augmentation de l'aridité et de l'espace disponible sont probablement responsables de l'augmentation de la production de carbonates (Fig. 9.4). De plus, Kim 4 correspond à une diminution du niveau marin eustatique de moyen terme (400 ka) relativement forte. Par conséquent, la deuxième séquence de long terme résulte probablement de la superposition d'une importante diminution du niveau marin eustatique de moyen terme (400 ka)

sur une augmentation du niveau marin de plus basse fréquence (probablement tectono-eustatique). La deuxième séquence de long terme comprend les dépôts de bas niveau et transgressif d'une séquence de plus basse fréquence. La surface de transgression de la cinquième séquence de moyen terme coïncide avec la surface de transgression de plus basse fréquence (Fig. 9.6).

**9.2.3 La partie supérieure**

*Paléoclimat*

La partie supérieure des coupes se distingue par de très faibles quantités de quartz, des pseudomorphoses de gypse, et l'absence de charophyte, qui indiquent une augmentation de l'aridité par rapport aux parties inférieures A et B, c'est-à-dire un climat semi-aride avec une saison sèche dominante (SHINN, 1983).



**Fig. 9.5:** Relevant and additional parameters controlling accommodation space and carbonate production in the central Jura during the upper part (i.e. during the Eudoxus and Beckeri ammonite zones).

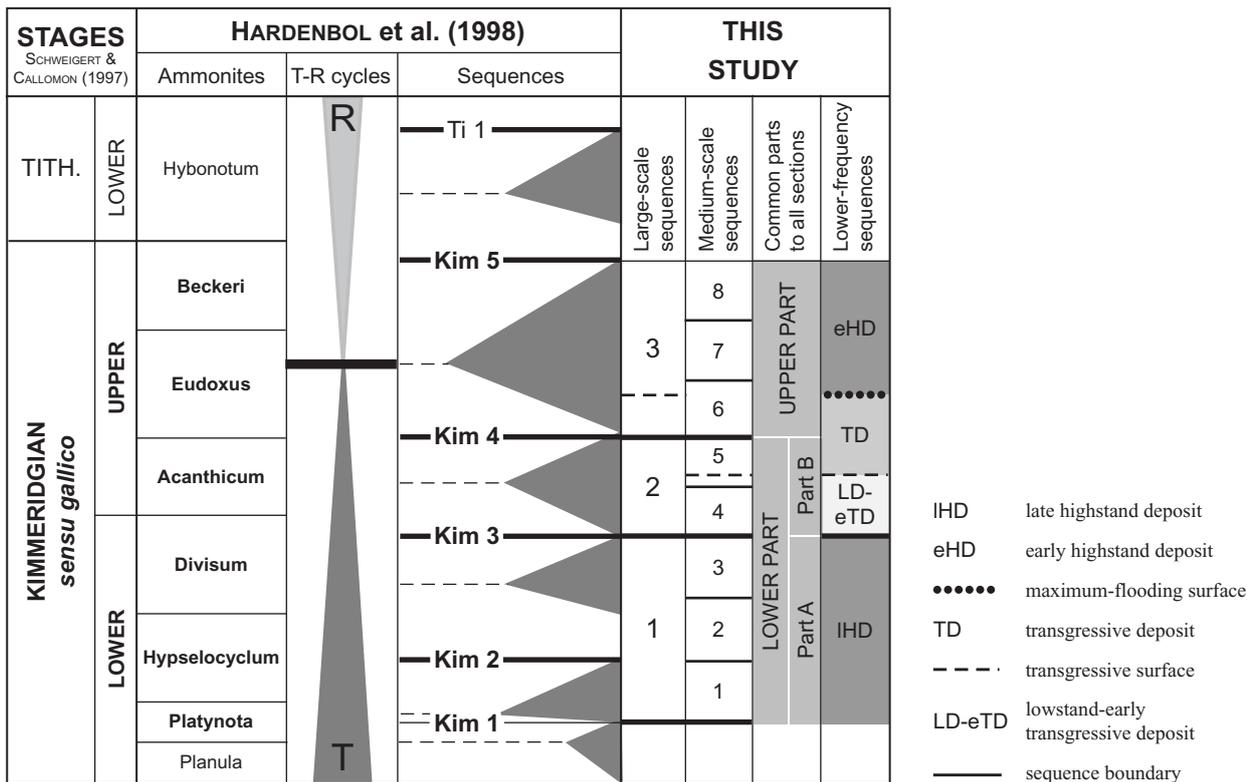


Fig. 9.6: According to the variations of accommodation space and carbonate production on the platform, the three parts common to all studied sections in the central Jura and the Vocontian Basin correspond respectively to the highstand deposit, the lowstand and transgressive deposit, and the highstand of lower-frequency depositional sequences. The transgressive surface of the fifth medium-scale sequence coincides with the lower-frequency transgressive surface, and the transgressive surface of the third long-term sequence is equivalent to the lower-frequency maximum-flooding surface.

Les assemblages de fossiles sont composés d'ostracodes, de bivalves, de foraminifères benthiques, de spicules d'éponges et d'échinodermes, mais également de dasycladales, de coraux et de *Bacinella*, qui prolifèrent dans les eaux chaudes, peu profondes, claires, bien oxygénées et à salinité normale (LEES & BULLER, 1972; JAMES, 1997; DUPRAZ, 1999).

*Variations de l'espace disponible: tectonique et eustatisme*

La partie supérieure des coupes est composée des bancs et des séquences de dépôt de court et de moyen terme les plus épais et des environnements de dépôt les plus ouverts. Par conséquent, le Kimméridgien supérieur se distingue des deux parties précédentes par une forte augmentation de l'espace disponible, qui coïncide avec la surface de transgression de la troisième séquence de long terme.

L'équivalent de la Formation des Calcaires de la Sémine du Jura méridional est interprété comme un événement tectonique régional, qui affecte l'ensemble de la plate-forme (Chap. 6.2.3). Par ailleurs,

l'enrichissement de la coupe de Péry-Reuchenette en matière organique continentale par rapport à la coupe des Gorges de Court implique une déviation des directions d'approvisionnement en terrigènes, qui favorise la région de Péry-Reuchenette par rapport aux deux autres coupes (Chap. 7.3.2). Enfin, la partie supérieure de la coupe des Gorges de Court se distingue des deux autres par des dunes oolithiques et un patch-reef, qui indiquent un hydrodynamisme élevé (LEINFELDER, 1993b), et confirment que les Gorges de Court se situent sur un relief positif. Par conséquent, le Kimméridgien supérieur se distingue des deux parties précédentes par un événement tectonique synsédimentaire qui affecte l'ensemble du Jura, et qui participe probablement au maintien de la morphologie accidentée de la plate-forme.

L'appauvrissement en <sup>13</sup>C qui apparaît dans la partie inférieure B, et qui résulte probablement d'une augmentation de la production de carbonates et d'une légère restriction des environnements de dépôt (Chap. 7.1), persiste au-delà de Kim 4. La partie supérieure des coupes enregistre également une augmentation du pourcentage de carbonates et une diminution de

l'ensemble des éléments traces mis à part le Mn, qui correspondent probablement à une augmentation de la production de carbonates et/ou à une diminution des apports terrigènes. Enfin, l'augmentation des concentrations en Mn résulte probablement de l'enrichissement des océans en Mn hydrothermal suite au renforcement de l'activité des rides médio-océaniques (Chap. 8.4). Par conséquent, l'importante augmentation du niveau marin relatif enregistrée au Kimméridgien supérieur dans le Jura central provient en partie d'une augmentation du niveau marin eustatique liée au renforcement de l'activité des rides.

#### *Signification de la troisième séquence de long terme*

La partie supérieure des coupes se distingue des deux premières parties par un climat généralement plus aride. De plus, un renforcement de l'activité des rides médio-océaniques lié à la tectonique des plaques entraîne une augmentation de la vitesse de subsidence du bassin (tectonique synsédimentaire régionale) et/ou une augmentation du niveau marin eustatique, qui provoquent une forte augmentation de l'espace disponible (Fig. 9.5). En effet, la surface de transgression de la troisième séquence de long terme coïncide avec la plus importante augmentation du niveau marin relatif enregistrée dans le Jura central au cours du Kimméridgien (Chap. 5.1.2). Par conséquent, l'augmentation de l'espace disponible et un climat plus aride sont probablement responsables de l'augmentation de la production de carbonates qui caractérise la partie supérieure des coupes (Fig. 9.5). La troisième séquence de long terme est interprétée comme le début du dépôt de haut niveau d'une séquence de plus basse fréquence, et la surface de transgression de la troisième séquence de long terme comme la surface d'inondation maximale d'une séquence de plus basse fréquence (Fig. 9.6).

Le maximum d'inondation du Kimméridgien dans le Jura central (Fig. 9.6) coïncide avec la fin de la transgression de deuxième ordre de HARDENBOL et al. (1998), qui commence à l'Oxfordien supérieur

(Fig. 1.5). En dépit de l'augmentation globale de l'espace disponible, les environnements de dépôt du Kimméridgien inférieur restent très peu profonds. La production de carbonates était suffisamment importante pour compenser la montée du niveau marin. Par conséquent, la partie inférieure des coupes du Jura central (de Kim 1 à la surface de transgression de la troisième séquence de long terme) est interprétée comme un "keep-up transgressive systems tract" de deuxième ordre (COLOMBIÉ & STRASSER, 2000).

### **9.3 COMPARAISON AVEC LE KIMMÉRIDIEN DU SUD DE L'ANGLETERRE**

TAYLOR et al. (2001) établissent le cadre séquentiel du Kimméridgien du Wessex-Weald Basin au Sud de l'Angleterre, et définissent deux périodes successives. La première période correspond à l'espace de temps compris entre Kim 1 et Kim 4, la seconde période coïncide avec la partie supérieure du Kimméridgien. Le Kimméridgien inférieur (de la zone d'ammonites à Baylei à la zone à Mutabilis, Fig. 1.5) se distingue par un taux de sédimentation réduit, qui est probablement lié à une diminution de l'espace disponible dans les environnements relativement peu profonds (WIGNALL, 1991). La zone à Eudoxus enregistre un approfondissement majeur, qui touche les régions situées du Sud de l'Angleterre au Groënland (WIGNALL, 1994). L'augmentation de l'espace disponible au Kimméridgien supérieur est probablement favorisée par une phase d'extension crustale, qui provoque la subsidence de l'ensemble du bassin (HALLAM & SELLWOOD, 1976). Le Kimméridgien supérieur se caractérise également par un changement environnemental majeur, qui est indiqué par l'établissement de nouveaux biotopes et chemins de migration des organismes.

Conformément à TAYLOR et al. (2001), l'approfondissement majeur du Kimméridgien dans le Jura central est situé dans la zone d'ammonites à Eudoxus (Fig. 5.4), et résulte vraisemblablement d'un renforcement de l'activité tectonique globale.

\*\*\*



## 10 - FORMATION DES SÉQUENCES DU KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCONTIEN

Les corrélations entre le Jura et le Bassin vocontien (Chap. 5) permettent de décrire les relations qui existent entre la plate-forme et le bassin, de définir le mécanisme vraisemblablement responsable de la formation des séquences de dépôt du Kimméridgien du Bassin vocontien, et enfin de présenter des modèles qui expliquent les caractéristiques sédimentologiques des différents ordres de séquences observés.

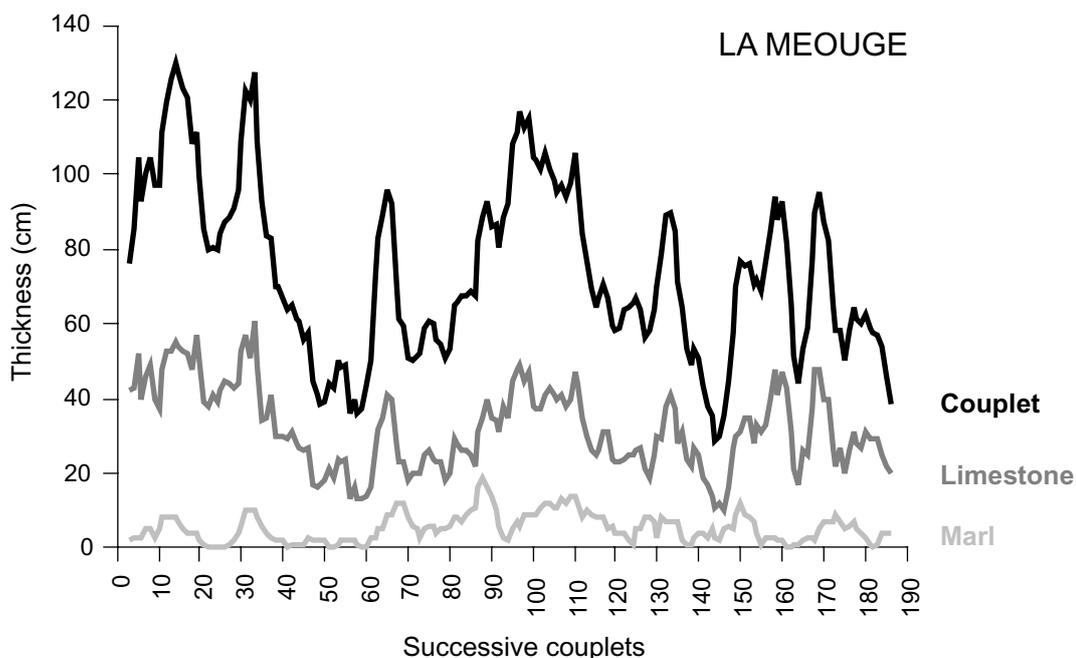
### 10.1 MÉCANISME RESPONSABLE DE LA FORMATION DES SÉQUENCES

Plusieurs facteurs contrôlent la sédimentation rythmique en domaine marin profond (SCHOLLE et al.,

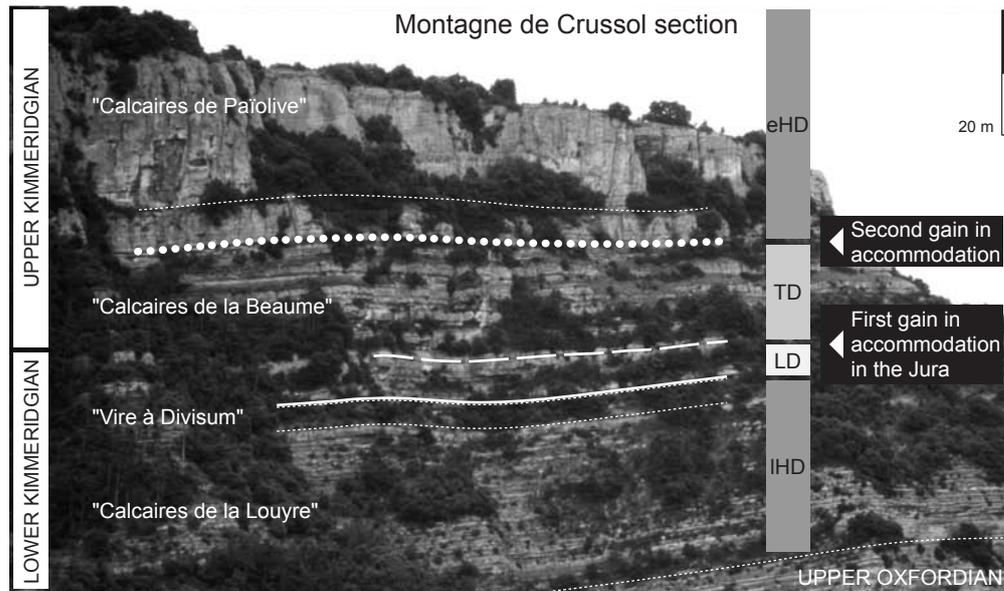
1983; EINSELE & RICKEN, 1991). Compte tenu de la profondeur du Bassin vocontien (BOUCHETTE et al., 2001) et des caractéristiques sédimentologiques des faciès hémipélagiques et pélagiques du Kimméridgien (Chap. 3), les mécanismes responsables de la formation des séquences de dépôt peuvent être la productivité carbonatée planctonique, la dilution par les argiles et/ou la dilution par les carbonates exportés depuis les plates-formes peu profondes voisines.

#### 10.1.1 Productivité planctonique

La matrice des calcaires de la partie inférieure de la coupe de Châteauneuf d'Oze ne présente pas



**Fig. 10.1:** The thicknesses of marl and limestone which form one couplet are compared to the total thickness of each alternation. Couplet thicknesses seem to be largely controlled by thicknesses of limestone beds. Clay content is a background noise, most probably influenced by climatic changes and/or regional tectonics.



**Fig. 10.2:** Comparison between the composition of the Vocontian Basin deposits and the lower-frequency variations of accommodation defined in the Jura.

de nanfossile (Chap. 3.2.1). De plus, DROMART (1989) souligne que les nanfossiles sont rares dans l'Oxfordien et le Kimméridgien du Bassin vocontien et très mal préservés. Enfin, leur contribution dans la formation des dépôts carbonatés des formations qui précèdent le Tithonien semble minime (BOWN, 1987; PITTET et al., 2000). Par conséquent, la productivité planctonique ne peut être l'unique facteur responsable de l'accumulation des carbonates dans le Bassin vocontien au Kimméridgien.

### 10.1.2 Dilution par les argiles

La comparaison des variations de l'épaisseur des alternances, des bancs calcaires et des interbancs marneux montre que l'épaisseur des alternances dépend en grande partie de l'épaisseur des bancs calcaires (Fig. 10.1). Les marnes constituent un bruit de fond, qui varie probablement en fonction des changements climatiques et/ou de l'activité tectonique, qui contrôlent l'érosion et le transport des argiles depuis le continent. Par conséquent, les séquences de dépôt du Kimméridgien du Bassin vocontien ne résultent vraisemblablement pas ou seulement de manière subordonnée de la dilution des carbonates par les argiles.

### 10.1.3 Dilution par les carbonates

Les variations de l'espace disponible sur la plate-forme du Jura et les variations de la composition des

dépôts du Bassin vocontien au cours du Kimméridgien définissent trois parties, qui sont équivalentes aux séquences de long terme définies sur la plate-forme (Chap. 4.3). De plus, les variations de l'espace disponible et de la production de carbonates dans le Jura au cours du Kimméridgien montrent que les séquences de long terme correspondent aux dépôts de haut niveau, de bas niveau et transgressif de séquences de plus basse fréquence (Chap. 9.2, Fig. 9.6).

#### *Première séquence de long terme*

La première séquence de long terme correspond à la fin du dépôt de haut niveau d'une séquence de plus basse fréquence (Chap. 9.2.1, Fig. 9.6), qui se distingue dans la coupe de Crussol par une diminution de la quantité relative de carbonates (Fig. 10.2). Sur la plate-forme du Jura, une diminution du niveau marin eustatique et des conditions climatiques relativement humides entraînent une diminution de la production de carbonates. Par conséquent, la diminution de la quantité relative de carbonates dans les dépôts du Bassin vocontien est associée à une diminution de la production de carbonates dans le Jura.

### Deuxième séquence de long terme

La deuxième séquence de long terme est interprétée comme les dépôts de bas niveau et transgressif d'une séquence de plus basse fréquence (Chap. 9.2.2, Fig. 9.6). Dans la coupe de Crussol, le dépôt de bas niveau est condensé, et le dépôt transgressif se distingue par une augmentation de la quantité relative de carbonates (Fig. 10.2). Dans le Jura, le dépôt transgressif enregistre une augmentation de la production de carbonates. Par conséquent, l'augmentation de la quantité relative de carbonates dans le Bassin vocontien coïncide avec une augmentation de la production de carbonates dans le Jura.

### Troisième séquence de long terme

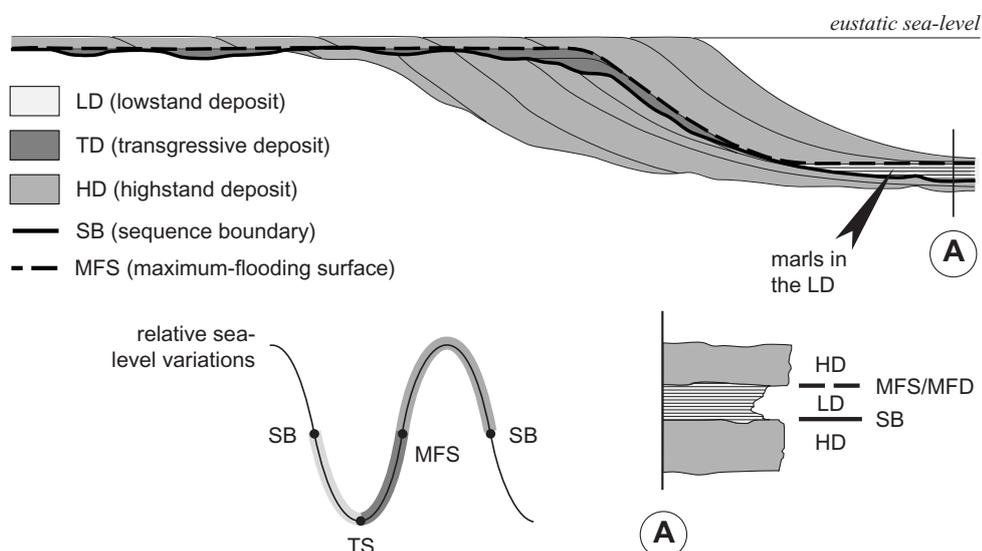
La partie supérieure de la coupe de Crussol correspond au début du dépôt de haut niveau d'une séquence de plus basse fréquence (Chap. 9.2.3, Fig. 9.6), et se distingue par une diminution drastique de la quantité relative de marnes et par l'établissement de falaises de calcaire massif (Fig. 10.2). Les assemblages de fossiles contiennent des oursins, des gastéropodes et des miliolles, qui apparaissent de préférence dans les dépôts de plates-formes peu profondes. De plus, les tubéroïdes sont mieux préservés, et traduisent vraisemblablement la progradation des récifs à éponges situés plus au Nord, proche de la plate-forme du Jura (GAILLARD, 1983). Enfin, des croûtes laminées indiquent une diminution de la bathymétrie (FLÜGEL & STEIGER, 1981). Par conséquent, la partie supérieure de la coupe de la Montagne de Crussol se caractérise par une forte augmentation de la quantité relative de carbonates et par la progradation des environnements

de dépôt. Dans le Jura, une augmentation du niveau marin relatif et un climat plus aride entraînent une augmentation de la production de carbonates (Chap. 9.2.3). L'augmentation de la quantité relative de carbonates dans le Bassin vocontien est donc associée à une augmentation de la production de carbonates dans le Jura.

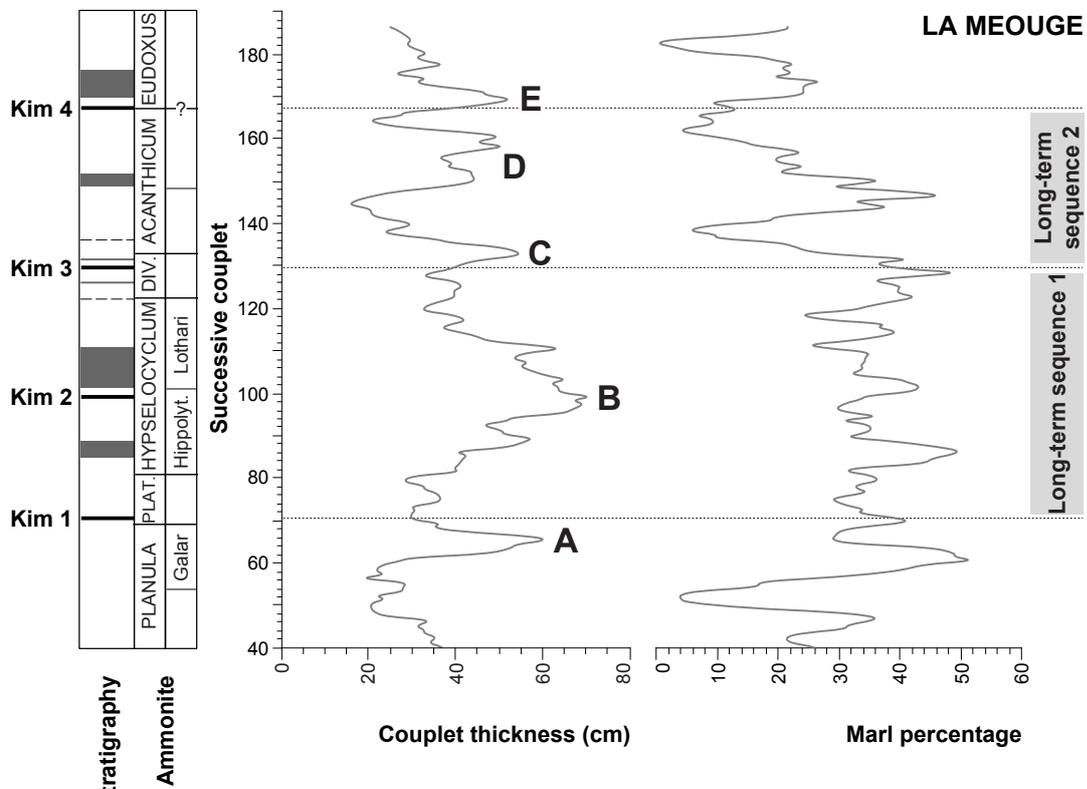
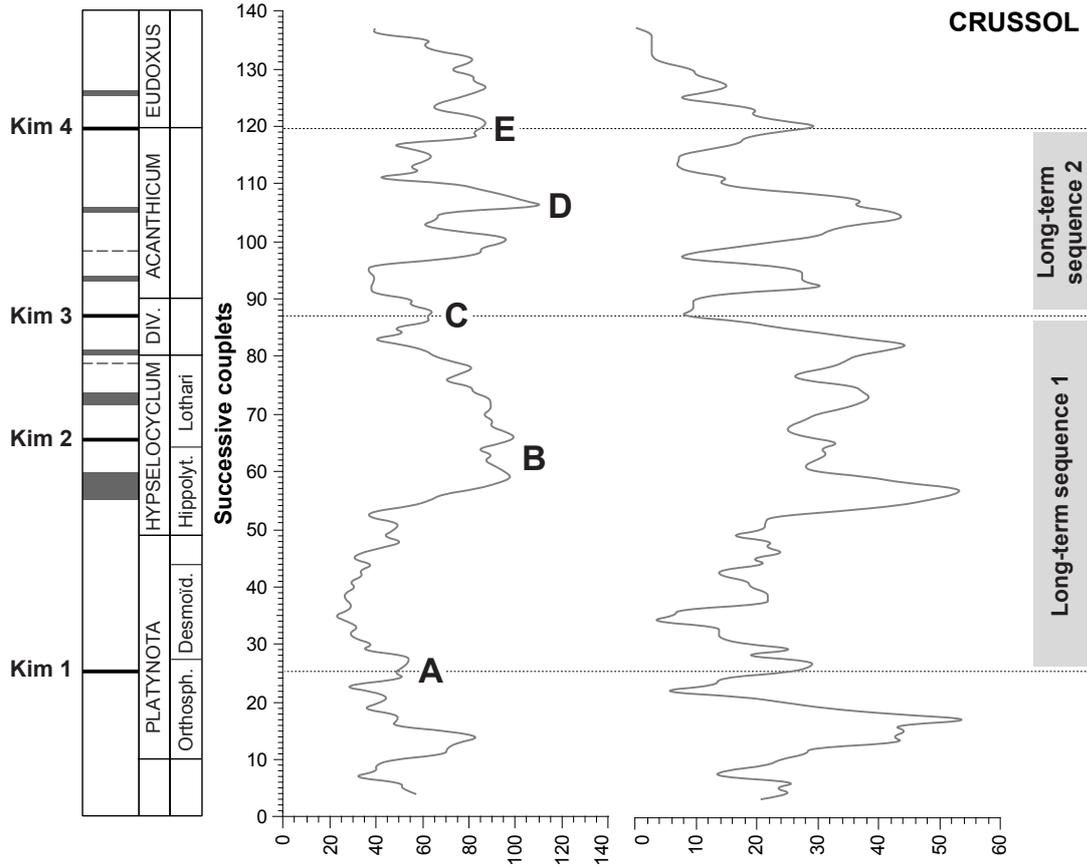
Conformément au Kimméridgien du Bassin ibérique où les faciès de rampe interne et de rampe externe sont liés par des processus de résédimentation (AURELL et al., 1998; BÀDENAS & AURELL, 2001), la quantité de carbonates accumulée dans le Bassin vocontien au Kimméridgien dépend en grande partie de la quantité de carbonates produite dans les environnements marins peu profonds. Par conséquent, l'exportation de carbonates de la plate-forme vers le bassin est probablement le mécanisme responsable de la formation des séquences de dépôt.

## 10.2 MODÈLE DE FORMATION DES SÉQUENCES DE PLUS BASSE FRÉQUENCE

Comme en témoignent les variations de la quantité relative de carbonates accumulée dans le bassin, l'exportation est étroitement liée aux variations du niveau marin relatif, qui contrôle en partie la production de carbonates dans les environnements marins peu profonds (Chap. 9). Pendant le dépôt de bas niveau et au début de la transgression, la production sur la plate-forme, l'exportation vers le bassin ainsi que la quantité de carbonates accumulée dans le bassin sont réduits (phase "start-up" de KENDALL & SCHLAGER, 1981). À la fin du dépôt transgressif, la production dans les environnements marins peu profonds reprend (phase "catch-up" de KENDALL & SCHLAGER, 1981), mais



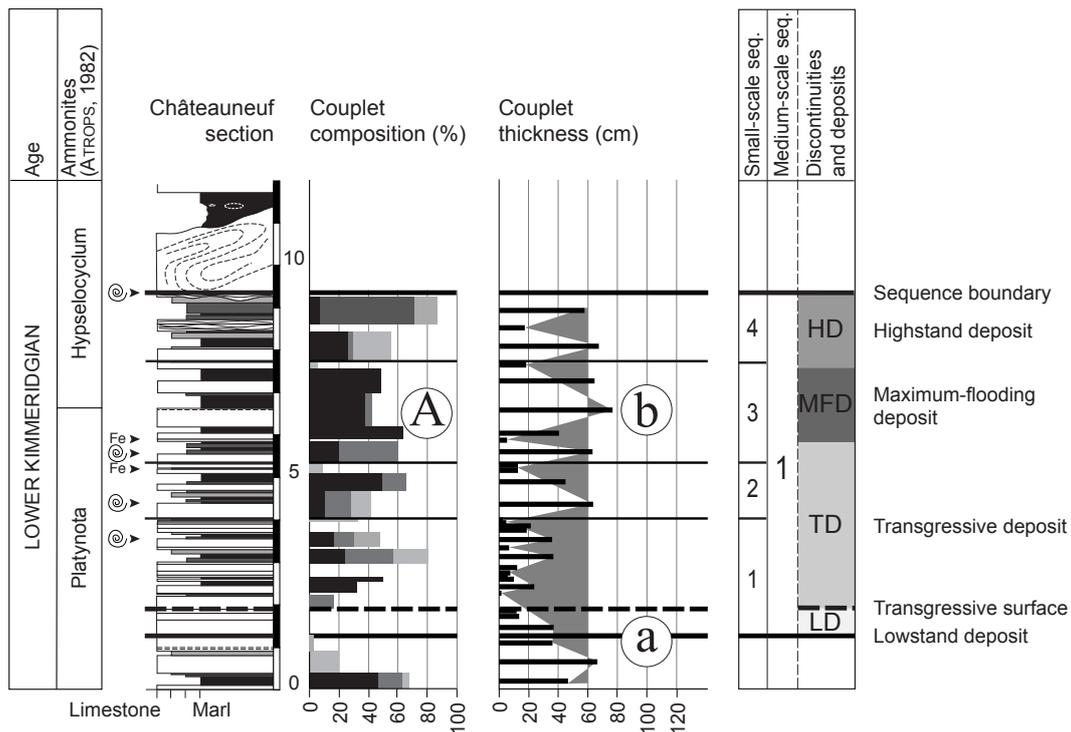
**Fig. 10.3:** Model for the generation of lower-frequency depositional sequences in the Vocontian Basin during the Kimmeridgian. The highest relative contents of marls occur in the lowstand deposits, and correspond to the lowering of the export potential related to a relative-sea-level decrease. In position A in the basin, the transgressive deposits are condensed. This model is consistent with the principle of highstand shedding of SCHLAGER et al. (1994).



Sequence stratigraphy

Ammonite

- maximum-flooding deposit
- third-order sequence boundary
- medium-scale sequence boundary



**Fig. 10.5:** Comparison of marl percentage and couplet thickness fluctuations with the cyclo- and sequence-stratigraphic interpretation of the Châteauneuf d'Oze section (from metre 11.5 to metre 23, Fig. 4.21a). Note that in the maximum-flooding deposit, the limestone beds are relatively thick. A: maximum in marl percentage; a, b: maxima in couplet and limestone thickness.

l'exportation et la quantité de carbonates accumulées dans le bassin restent faibles. Au début du dépôt de haut niveau, la production de carbonates est suffisamment importante pour que la plate-forme prograde (phase "keep-up" de KENDALL & SCHLAGER, 1981). L'exportation est élevée, et la quantité de carbonates accumulés dans le bassin augmente fortement. À la fin du dépôt de haut niveau, le ralentissement de la création d'espace disponible sur la plate-forme entraîne une diminution de la production et de l'exportation. La quantité de carbonates accumulés dans le bassin diminue.

D'après ce modèle, les marnes se situent à la fin du dépôt de haut niveau et dans le dépôt de bas niveau et du début de la transgression des séquences de plus basse fréquence, et traduisent une réduction de l'exportation des carbonates de la plate-forme vers le bassin liée à une diminution du niveau marin relatif

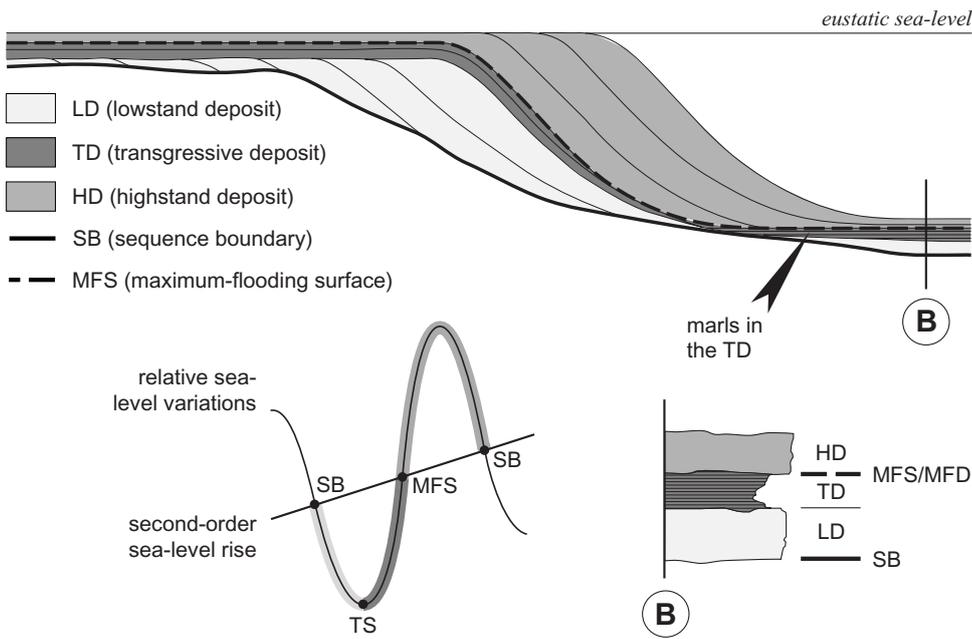
**Fig. 10.4:** Comparison between third-order sequence stratigraphy, couplet thickness, marl percentage calculated for each marl-limestone alternation, and the distribution of the first and second long-term sequence for the Crussol and la Méouge sections. Curves result from moving averages including five values of couplet thickness and marl percentage, respectively (annex 2 and 4). A, B, C, D and E correspond to the highest values.

(Fig. 10.3). Par conséquent, le modèle de formation des séquences de plus basse fréquence du Kimméridgien du Bassin vocontien est conforme au principe de "highstand shedding" de SCHLAGER et al. (1994).

### 10.3 MODÈLE DE FORMATION DES SÉQUENCES DE LONG, DE MOYEN (400 KA) ET DE COURT TERME (100 KA)

#### 10.3.1 Variations de l'épaisseur des bancs calcaires et du pourcentage de marnes sur le long terme

Les fluctuations de l'épaisseur des alternances et du pourcentage de marnes entre Kim 1 et Kim 4 sont comparables pour les coupes de Crussol et de la Méouge (Fig. 10.4). La coupe de Châteauneuf d'Oze, qui est érodée au sommet, ne peut être comparée aux deux autres coupes sur un si long intervalle. Cinq maxima (de A à E) sont mis en évidence. A, C et E correspondent aux limites de la première et de la deuxième séquence de long terme. Les valeurs les plus élevées (B et D) coïncident avec les maxima d'inondation. Par conséquent, les variations de l'épaisseur des bancs calcaires et du pourcentage de marnes sont parallèles, et les valeurs les plus



**Fig. 10.6:** Model for the generation of large-scale, medium-scale and small-scale depositional sequences in the Vocontian Basin during the Kimmeridgian. Marls occur in the transgressive and maximum-flooding deposits, and correspond to the lowering of the carbonate export potential related to a relative sea-level rise.

élevées correspondent au maximum d'inondation des séquences de long terme.

### 10.3.2 Variations de l'épaisseur des bancs calcaires et du pourcentage de marnes sur le moyen (400 ka) et sur le court terme (100 ka)

Les fluctuations du pourcentage de marnes et de l'épaisseur des bancs calcaires à l'intérieur des séquences de moyen et de court terme du Kimmeridgien du Bassin vocontien sont similaires (Chap. 4.2.2). Le pourcentage de marnes entre deux limites de séquence augmente puis diminue (Fig. 10.5). La valeur la plus haute (maximum A, Fig. 10.5) correspond au dépôt d'inondation maximale. De plus, les bancs calcaires les plus épais (maxima a et b, Fig. 10.5) coïncident avec les dépôts de bas niveau et d'inondation maximale. Comme sur le long terme, le maximum d'inondation correspond au pourcentage de marnes le plus élevé (maximum A) et à des bancs calcaires épais (maximum b).

### 10.3.3 Interprétation des marnes dans le maximum d'inondation

Le modèle proposé pour expliquer la formation des séquences de dépôt de long, de moyen et de court terme considère dans un premier temps le potentiel de production de carbonates dans les environnements marins peu profonds, le potentiel d'exportation des carbonates de la plate-forme vers le bassin, et

deux ordres de variations du niveau marin relatif d'amplitude variable. En raison de la transgression de deuxième ordre qui caractérise la partie inférieure du Kimmeridgien (HARDENBOL et al. 1998), la plate-forme reste immergée en période de bas niveau marin. La production et l'exportation persistent, et le bassin est approvisionné en carbonates (Fig. 10.6). Pendant la transgression, la production de carbonates dans les environnements marins peu profonds augmente suffisamment pour combler l'espace disponible créé sur la plate-forme. En revanche, le potentiel d'exportation est faible, et la quantité de carbonates accumulées dans le bassin diminue. Au maximum d'inondation, la surface de la plate-forme se trouve en partie en-dessous de la zone photique. La production de carbonates diminue (phase "give-up" de NEUMANN & MACINTYRE, 1985 ou phase "drop-down" de PITTET et al., 2000), et l'exportation et la quantité de carbonates accumulées dans le bassin sont réduits. Dans le dépôt de haut niveau, la production de carbonates dans les environnements marins peu profonds est importante (phase "keep-up" de KENDALL & SCHLAGER, 1981). L'espace disponible créé est comblé, puis la plate-forme prograde. L'exportation augmente, et la quantité de carbonates accumulées dans le bassin est élevée.

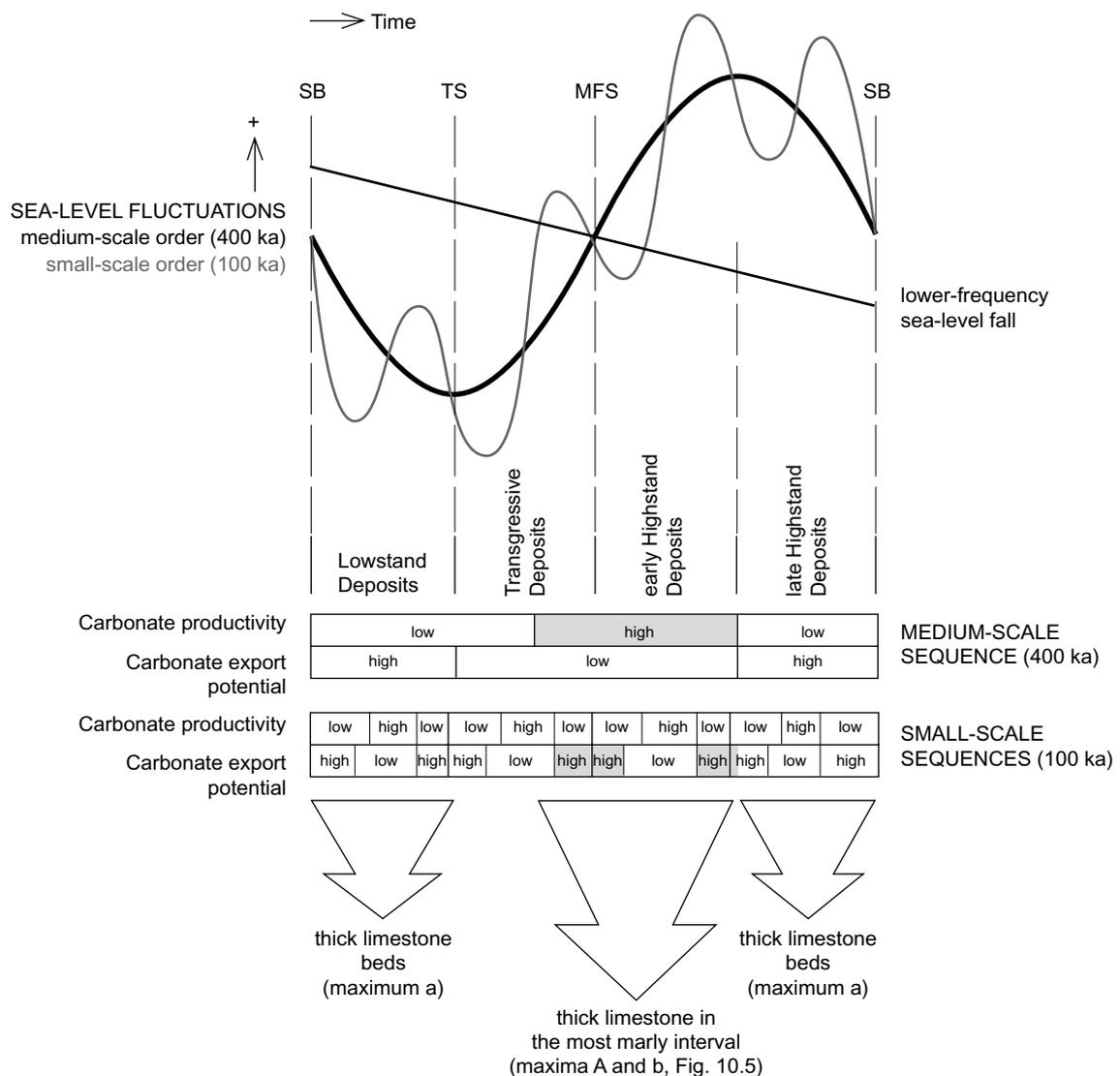
D'après ce modèle, les marnes se situent dans le dépôt transgressif et d'inondation maximale des séquences de long, de moyen et de court terme, et traduisent une réduction de l'exportation des carbonates de la plate-forme vers le bassin liée à une augmentation du niveau marin relatif (Fig. 10.6).

### 10.3.4 Interprétation des bancs calcaires épais dans le maximum d'inondation

Le scénario précédent explique l'augmentation de la quantité de marnes dans le maximum d'inondation des séquences de long, de moyen et de court terme, mais ne considère pas la présence de bancs calcaires épais. En effet, l'interprétation des séquences du Kimméridgien du Bassin vocontien nécessite de tenir compte des variations du potentiel de production, des variations du potentiel d'exportation, et de plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif. (Fig. 10.7).

Le potentiel de croissance des écosystèmes carbonatés sur une plate-forme peu profonde est le

plus élevé à la fin du dépôt transgressif et au début du dépôt de haut niveau (KENDALL & SCHLAGER, 1981). De plus, le potentiel d'exportation est maximum pendant le dépôt de bas niveau et à la fin du dépôt de haut niveau, quand un espace disponible réduit sur la plate-forme oblige les sédiments à prograder vers le bassin (POSAMENTIER et al., 1992). Enfin, l'exportation des carbonates vers le bassin est favorisée, quand les potentiels de production et d'exportation sont les plus élevés. En considérant un ordre unique de variations du niveau marin relatif, le potentiel de production le plus élevé correspond au potentiel d'exportation le plus bas, et vice-versa (Fig. 10.7). En superposant les variations de court terme (100ka) aux variations de moyen terme (400ka), une forte productivité sur le moyen terme et un potentiel d'exportation élevé sur



**Fig. 10.7:** The large-, medium- and small-scale depositional sequences observed in the Kimmeridgian of the Vocontian Basin result from a combination of high carbonate productivity on the platform and high export potential, most probably influenced by several superimposed orders of relative sea-level fluctuations.

le court terme produisent les caractéristiques (maxima A, a et b, Fig. 10.5) des séquences de court et de moyen terme du Kimméridgien du Bassin vocontien. Cependant, les chutes du niveau marin de court terme pendant une montée du niveau marin de moyen terme sont atténuées (STRASSER et al., 1999), et probablement insuffisantes pour forcer l'exportation des carbonates vers le bassin. Par conséquent, la formation de bancs calcaires épais dans le maximum d'inondation des séquences de moyen terme nécessite de fortes chutes du niveau marin de court terme. Les coupes du Kimméridgien du Bassin vocontien s'étendent de Kim 1 à Kim 4, et correspondent à la fin du dépôt de haut niveau, au dépôt de bas niveau et du début de la transgression d'une séquence de plus basse fréquence. Par conséquent, la chute du niveau marin de plus basse fréquence atténuée vraisemblablement la montée du niveau marin de moyen terme (STRASSER et al., 1999),

accentue probablement les chutes du niveau marin de court terme, et favorise l'exportation des carbonates vers le bassin.

D'après ce modèle, les bancs calcaires épais dans le maximum d'inondation des séquences de long, de moyen et de court terme représentent les fluctuations du niveau marin relatif de plus haute fréquence. Contrairement à STROHMENGER & STRASSER (1993) qui notent dans le Berriasien du Bassin vocontien, que les séquences de court terme apparaissent préférentiellement dans les dépôts de bas niveau et de haut niveau des séquences de plus basse fréquence, les séquences de plus haute fréquence du Kimméridgien du Bassin vocontien sont le mieux développées dans le dépôt d'inondation maximale des séquences de plus basse fréquence.

\*\*\*

## 11 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'analyse détaillée des faciès sédimentaires de six coupes levées dans le Kimméridgien du Jura central et du Bassin vocontien a permis de reconstruire les environnements de dépôt. La stratigraphie séquentielle et la cyclostratigraphie ont permis de corréler les coupes de la plate-forme, les coupes du bassin, et les coupes de la plate-forme avec celle du bassin. Les corrélations des coupes de la plate-forme ont permis de préciser le cadre stratigraphique du Kimméridgien du Jura central, de comprendre la dynamique de la plate-forme du Jura et de définir les facteurs qui contrôlent son évolution au cours du Kimméridgien. Les corrélations entre la plate-forme et le bassin ont permis de comprendre les relations qui existent entre les variations de la production de carbonates sur la plate-forme et les variations de la composition des dépôts du Bassin vocontien, et de proposer un modèle pour expliquer la formation des séquences de dépôt dans le bassin.

### 11.1 ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN AU COURS DU KIMMÉRIDIEN

Les faciès sédimentaires du Kimméridgien du Jura central sont relativement diversifiés, et correspondent principalement à des milieux de dépôt de plate-forme interne, calmes, très peu profonds et à salinité variable. Les caractéristiques sédimentologiques des alternances marnes-calcaires du Kimméridgien du Bassin vocontien changent d'une coupe à l'autre, et sont en grande partie liées à la position géographique des coupes à l'intérieur du bassin. Les faciès de la coupe de Crussol représentent des milieux hémipélagiques, alors que les faciès des coupes de Châteauneuf d'Oze et de la Méouge correspondent à des environnements pélagiques.

### 11.2 SÉQUENCES DE DÉPÔT DU KIMMÉRIDIEN DU JURA CENTRAL ET DU BASSIN VOCONTIEN

L'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des bancs (et/ou des séquences de dépôt de haute fréquence), et des surfaces de discontinuités, définissent quatre types de séquences de dépôt, qui sont comparables aux séquences élémentaires, de court terme, de moyen terme et de long terme décrites par PASQUIER & STRASSER (1997).

L'expression des séquences de dépôt des coupes du Bassin vocontien dépend principalement de l'évolution au cours du temps de la composition et de l'épaisseur des alternances marnes-calcaires. Dans les intervalles dominés par les calcaires ou composés en parties égales de calcaires et de marnes, l'expression des séquences de moyen terme et de court terme est identique. Dans les intervalles condensés, les séquences de court terme sont généralement difficiles à identifier, et les séquences de moyen terme se distinguent par une forte proportion de marnes, des calcaires noduleux, et une grande quantité de pyrite et d'ammonites.

Les différents types de séquences définis dans les dépôts peu profonds de la plate-forme du Jura et dans les dépôts hémipélagiques à pélagiques du Bassin vocontien sont empilés de manière hiérarchique. Les séquences élémentaires correspondent probablement à l'enregistrement sédimentaire des variations de la précession de 20 ka, les séquences de court terme aux variations de l'excentricité de 100 ka, et les séquences de moyen terme aux variations de l'excentricité de 400 ka (cycles de Milankovitch). Par conséquent, la dynamique des systèmes sédimentaires du Jura central

et du Bassin vocontien au cours du Kimméridgien est en partie contrôlée par les variations des paramètres orbitaux de la Terre. La durée des séquences de long terme varie entre 800 ka et 1,2 Ma, et correspond au troisième ordre de VAIL et al. (1991). Les corrélations entre le Kimméridgien du Jura et du Bassin vocontien permettent de comparer les résultats obtenus avec le cadre stratigraphique du Kimméridgien proposé par HARDENBOL et al. (1998). Les limites de séquence de troisième ordre de HARDENBOL et al. (1998) correspondent à cinq des limites de moyen terme définies dans ce travail. De plus, la durée de l'intervalle étudié coïncide relativement bien avec celle proposée par HARDENBOL et al. (1998). Par conséquent, la cyclostratigraphie et les corrélations entre la plate-forme et le bassin permettent d'établir un cadre stratigraphique fiable du Kimméridgien du Jura central qui correspond à 80 ka près aux résultats issus de la synthèse d'une quantité considérable de données biostratigraphiques, magnétostratigraphiques et géochronologiques (HARDENBOL et al., 1998).

### **11.3 CORRÉLATIONS DANS LE JURA CENTRAL, DANS LE BASSIN VOCONTIEN ET ENTRE LA PLATE-FORME ET LE BASSIN**

Les corrélations des coupes du Jura central mettent en évidence deux parties principales. La partie inférieure est caractérisée par des bancs fins à moyennement épais, par une quantité relativement importante de siliciclastiques (argiles, quartz et charbon), par de nombreuses structures de dessiccation et par de la dolomie. La partie supérieure se distingue par des bancs épais de calcaire massif, par la quasi-disparition des terrigènes, des indices d'émersion et de la dolomie, et par le développement des algues vertes. La limite entre ces deux parties coïncide avec la surface de transgression de la troisième séquence de long terme, qui correspond au gain d'espace disponible le plus important enregistré dans le Jura central au cours du Kimméridgien. La partie inférieure se compose de deux parties distinctes, qui sont interprétées comme des séquences de dépôt de long terme. La première séquence enregistre une diminution de l'espace disponible, alors que la deuxième séquence se distingue par une augmentation importante du niveau marin relatif. Par ailleurs, les variations latérales de l'épaisseur des séquences de dépôt et l'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires mettent en évidence des événements tectoniques d'étendue locale voire régionale. Enfin, la continuité latérale des séquences de dépôt de court, de moyen et de long terme

témoigne de la bonne préservation de l'enregistrement sédimentaire sur la plate-forme du Jura pendant le Kimméridgien. Par conséquent, l'espace disponible était suffisamment important, et les variations du niveau marin relatif probablement de faible amplitude.

Les corrélations des coupes du Bassin vocontien révèlent deux parties distinctes. La partie A enregistre une augmentation de la proportion de marnes et se termine par la formation d'un intervalle condensé. La partie B se distingue par une augmentation de la quantité relative de carbonates. Les séquences de long et de moyen terme se corrélaient parfaitement. En ce qui concerne, les séquences de court terme, leur corrélation est difficile voire impossible dans les intervalles condensés, où le taux d'accumulation est réduit voire nul.

Les variations dans le temps de l'épaisseur des séquences de dépôt et des faciès sédimentaires dans le Jura central et les variations de la composition et de l'épaisseur des alternances marnes-calcaires dans le Bassin vocontien définissent trois parties distinctes qui correspondent aux trois séquences de long terme définies sur la plate-forme.

Les corrélations entre les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et les concentrations en éléments traces du bassin et de la plate-forme ne sont a priori pas évidentes. En revanche, les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  et des concentrations en éléments traces sont cohérentes avec l'évolution de la plate-forme du Jura au cours du Kimméridgien, et leur contribution à une meilleure compréhension de la dynamique globale du système est considérable.

### **11.4 FACTEURS RESPONSABLES DES VARIATIONS DE L'ESPACE DISPONIBLE DANS LE JURA CENTRAL AU COURS DU KIMMÉRIDIEN**

La diminution de l'espace disponible et de la production de carbonates dans la première séquence de long terme (de la zone d'ammonites à Platynota à la zone à Divisum) résulte vraisemblablement des effets combinés d'un climat semi-aride à saison humide importante et d'une diminution du niveau marin eustatique. L'augmentation de l'espace disponible et de la production de carbonates dans la deuxième séquence de long terme (entre les zones à Divisum et à Acanthicum) provient de la combinaison d'une augmentation de l'aridité, d'une accélération de la vitesse de subsidence et/ou d'une augmentation du

niveau marin eustatique. La partie supérieure des coupes (entre la zone à *Acanthicum* et la zone à *Beckeri*) se distingue des deux premières parties par un climat généralement plus aride. De plus, un renforcement de la tectonique des plaques entraîne une augmentation de la vitesse de subsidence du bassin et/ou une augmentation du niveau marin eustatique, qui se traduit par une importante augmentation de l'espace disponible. Par conséquent, un climat plus aride et une forte augmentation de l'espace disponible sont probablement responsables de l'augmentation de la production de carbonates qui caractérise la partie supérieure du Kimméridgien.

Conformément au Kimméridgien du Sud de l'Angleterre (TAYLOR et al., 2001), l'approfondissement majeur du Kimméridgien du Jura central est situé dans la zone d'ammonites à *Eudoxus*, et résulte de changements environnementaux majeurs liés au renforcement de l'activité tectonique globale. Cet événement coïncide avec la fin de la transgression de deuxième ordre de HARDENBOL et al. (1998). Malgré l'augmentation générale du niveau marin relatif, la production de carbonates sur la plate-forme du Jura est suffisante pour combler l'espace disponible créé, et la partie inférieure des coupes du Jura central est interprétée comme un "keep-up transgressive systems tract".

### 11.5 FORMATION DES SÉQUENCES DE DÉPÔT DU KIMMÉRIDIEN DU BASSIN VOCONTIEN

Les corrélations de haute résolution entre le Jura et le Bassin vocontien révèlent que les périodes de diminution ou d'augmentation de la production de carbonates mises en évidence sur la plate-forme du Jura coïncident respectivement avec des périodes de diminution ou d'augmentation de l'accumulation de carbonates dans le bassin. Par conséquent, le mécanisme déterminant dans la formation des séquences de dépôt au Kimméridgien dans le Bassin vocontien est probablement l'exportation de carbonates de la plate-forme vers le bassin. Les séquences de plus basse fréquence ainsi que les séquences de long, de moyen et de court terme résultent des variations du potentiel de production de carbonates des environnements marins peu profonds et du potentiel d'exportation des carbonates de la plate-forme vers le bassin, qui sont vraisemblablement contrôlées par la superposition de plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif.

### 11.6 PERSPECTIVES

Des ammonites ont récemment été découvertes au Nord du Jura. Une partie des spécimens est caractéristique du domaine téthysien, l'autre partie est rattachée au domaine boréal. Des corrélations entre les régions centrale et septentrionale du Jura permettraient de confirmer la cyclostratigraphie des coupes de la plate-forme, et d'autre part de lier les faunes téthysiennes et boréales par l'intermédiaire des corrélations entre le Jura et le Bassin vocontien. Cependant, les corrélations sont à priori difficiles étant donné la faible extension des affleurements situés au Nord du Jura et le manque de repères lithostratigraphiques. Les variations des concentrations en éléments traces mesurées dans ce travail suivent parfaitement l'évolution de la dynamique de la plate-forme au cours du Kimméridgien. Les changements environnementaux qui affectent la plate-forme sont probablement enregistrés par les éléments traces de manière identique au centre et au Nord du Jura. En multipliant le nombre d'analyses dans le Jura central, les variations observées dans la coupe des Gorges du Pichoux seraient confirmées, et une analyse statistique des résultats obtenus pourrait être entreprise. L'analyse statistique révélerait la signature de chacune des périodes définies par les variations de l'espace disponible sur la plate-forme. Par conséquent, les corrélations entre les régions centrale et septentrionale du Jura seraient confirmées d'une part par les variations des concentrations en éléments traces et d'autre part par la signature géochimique de chacune des étapes du développement de la plate-forme au cours du Kimméridgien.

Par ailleurs, les dépôts et la morphologie de la rampe entre la plate-forme du Jura et le Bassin vocontien sont très mal définis. L'expression sédimentologique des alternances marnes-calcaires dépend des variations de la production de carbonates, du potentiel d'exportation qui sont en partie contrôlées par les variations du niveau marin relatif, mais également de la morphologie de la plate-forme (SCHLAGER, 1991; BETZLER et al., 1999; KENTER et al., 2001). L'absence d'affleurement entre le Jura et le Bassin vocontien rend la tâche difficile, mais en multipliant le nombre de coupes de part et d'autre de la région à définir et en approfondissant l'étude des dépôts du Kimméridgien du Bassin vocontien, le modèle de formation des séquences de dépôt proposé dans ce travail pourrait être amélioré et la morphologie de la rampe pourrait en être probablement déduite.

Enfin, les calculs des vitesses de subsidence permettraient de distinguer la contribution de l'eustatisme et de la tectonique dans les variations de

l'espace disponible et ainsi d'améliorer la définition des facteurs qui déterminent la dynamique de la plateforme du Jura au cours du Kimméridgien.

\*\*\*

## BIBLIOGRAPHIE

- 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, 231-256.
- ADAMS, J.E. & RHODES, M.L. (1960) Dolomitization by seepage refluxion. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 44, 1912-1920.
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988) Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *J. Geol.* 96, 313-322.
- ALLAN, J.R. & MATTHEWS, R.K. (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797-817.
- ALLENBACH, R.P. (2001) Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: A new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 94, 265-287.
- ARKELL, W.J. (1956) *Jurassic Geology of the World*. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh: 80.
- ATROPS, F. (1982) La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. *Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras*. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 83, 463 pp.
- ATROPS, F. (1984) Kimméridgien. In: Atrops, F., Bodeur, Y. & Elmi, S., *Bordure cévenole: bordure ardéchoise et Languedoc méditerranéen, Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. *Mém. BRGM Fr.* 125, 248-249.
- ATROPS, F. & FERRY, S. (1987) Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géologie Alpine, Mém. h. s.* 13, 179-185.
- ATROPS, F., GYGI, R., MATYJA, B.A., WIERZBOWSKI, A. (1993) The Amoeboeceras faunas in the middle Oxfordian-lowermost Kimmeridgian, submediterranean succession, and their correlation value. *Acta Geol. Polonica* 43, 213-227.
- ATROPS, F. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. (2000) Châteauneuf d'Oze (coupe du Chazal): biostratigraphie de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien. Érosion ante-berriasienne: extension et signification paléogéographique. In: Moussine-Pouchkine, A. & Bouchette, F. (Eds) *Le Jurassique Supérieur du Bassin du Sud-Est: Biostratigraphie, Sédimentologie et Paléocéologie. Données récentes et Nouvelles Interprétations. Excursion GFEJ, Livret guide*, 89-95.
- AUBERT, D. (1932) Un niveau à *Exogyra virgula*, Defr. à la Vallée de Joux. *Bull. soc. vaud. sc. nat.* 57, 477-478.
- AUBERT, D. (1947) Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne* 84, 1-28.
- AUBERT, D. (1950) Nouvelles observations sur le niveau à *Exogyra virgula* dans le Jura. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne* 95, 1-6.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BOSENCE, D.W.J. & WALTHAM, D.A. (1998) Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberian basin, NE Spain): evidence from outcrops and computer modelling. In: Wright, V.P. & Burchette, T.P. (Eds) *Carbonate Ramps*. Geological Society, London, Spec. Publ. 149, 137-161.
- BÁDENAS, B. & AURELL, M. (2001) Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 168, 291-310.
- BATHURST, R.G.C. (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in sedimentology* 12, Elsevier, 658 pp.
- BEAUDOIN, B. (1977) Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal – Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales. PhD Thesis, Univ. Caen, France, 339 pp.
- BENZAGGAGH, M. (2000) Le Malm supérieur et le Berriasien dans le Prérif interne et le Mésorif (Rif, Maroc): biostratigraphie, lithostratigraphie, paléogéographie et évolution tectono-sédimentaire. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 152, 347 pp.
- BERGER, A. (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* 35, 2362-2367.
- BERGER, S. & KAEVER, M.J. (1992) *Dasycladales: an Illustrated Monograph of a Fascinating Algal Order*. Georg Thieme Verlag, 247 pp.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.F. (1994) Astronomical forcing and cyclic sequences. In: De Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. IAS Spec. Publ. 19, 15-24.
- BERGER, A., LOUTRE, M.F. & DEHANT, V. (1989) Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova* 1, 474-479.
- BERGER, W.H. & VINCENT, E. (1986) Deep-sea carbonates: reading the carbon isotope signal. *Geol. Rundsch.* 75, 249-269.
- BERNIER, P. (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. *Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie*. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 92 (2 fasc.), 803 pp.
- BETZLER, C., REIJMER, J.J.G., BERNET, K., EBERLI, G.P. &

- ANSELMETTI, F.S. (1999) Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology* 46, 1127-1143.
- DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (1994) Orbital forcing and cyclic sequences. In: De Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. IAS Spec. Publ. 19, 1-14.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970) Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 140, 96 pp.
- BOMBARDIERE, L. (1998) Distribution of sedimentary organic matter and sequence stratigraphy in Upper Jurassic carbonates of southeast France. *Terre et Environnement* 14.
- BOMBARDIERE, L. & GORIN, G.E. (1998) Sedimentary organic matter in condensed sections from distal oxic environments: examples from the Mesozoic of SE France. *Sedimentology* 45, 771-788.
- BOMBARDIERE, L. & GORIN, G.E. (2000) Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France. *Sed. Geol.* 132, 177-203.
- BONJOLY, D., PERRIN, J., ROURE, F., BERGERAT, F., COUREL, L., ELMI, S., MIGNOT, A. & the GPF team (1996) The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie Profonde de la France programme). *Mar. Petrol. Geol.* 13, 607-623.
- BOSENCE, D.W.J., WOOD, J.L., ROSE, E.P.F. & QING, H. (2000) Low- and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *J. geol. Soc. London* 157, 61-74.
- BOUCHETTE, F., SÉGURET, M. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. (2001) Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic - South-East Basin, France). *Sedimentology* 48, 767-789.
- BOURROUILH-LE JAN, F.G. (1980) Hydrologie des nappes superficielles de l'île d'Andros, Bahama. Dolomitisation et diagenèse de plaine d'estran en climat tropical humide. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 4, 661-707.
- BOWN, P.R. (1987) Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic - Early Jurassic calcareous nannofossils. *The Palaeontological Association, Special Papers in Palaeontology* 38, 118 pp.
- BROECKER, W.S. & TAKAHASHI, T. (1966) Calcium carbonate precipitation on the Bahama Bank. *J. Geophys. Res.* 71, 1575-1601.
- BROWN, L.F. & FISCHER, W.L. (1977) Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *AAPG Mem.* 26, 213-248.
- BROWNLOW, A.H. (1996) *Geochemistry* — 2nd ed., Prentice Hall, Inc., New Jersey, 580 pp.
- BURNS, S.J., MCKENZIE, J.A. & VASCONCELO, C. (2000) Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1), 49-61.
- BUXTORF, A. & TROESCH, A. (1917) Geologie des Grenchenbergtunnels mit Berücksichtigung der hydrographischen und thermischen Verhältnisse und der Tunnelbeben. Separatabdruck aus dem Schlussbericht an das schweizerische Post- und Eisenbahndepartement, 13 pp.
- CHAFETZ, H.S. (1986) Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol.* 56, 812-817.
- CHAMLEY, H. (1989) *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, 623pp.
- CHESTER, R. (1990) *Marine geochemistry*, Unwin Hyman, 698 pp.
- CISNE, J.L. (1986) Earthquakes recorded stratigraphically on carbonate platforms. *Nature* 323, 320-322.
- CLARI, P.A., DELA PIERRE, F. & MARTIRE, L. (1995) Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sed. Geol.* 100, 97-121.
- CLOETINGH, S. (1988) Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & van Wagoner, J.C. (Eds) *Sea-level Changes: an Integrated Approach*, *SEPM Spec. Publ.* 42, 19-29.
- COJAN, I. & RENARD, M. (1999) *Sédimentologie*. Dunod, 418pp.
- Congrès géol. internat., Commission de stratigraphie (1960-1964) *Lexique stratigraphique international*, fasc. 3a, 4a, 7a, Centre national de la recherche scientifique, Paris VII<sup>ème</sup>.
- COOK, H.E. & MULLINS, H.T. (1983) Basin margin environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, *AAPG Mem.* 33, 539-617.
- COLOMBIÉ, C. & STRASSER, A. (2000) A keep-up transgressive systems tract on the Lower Kimmeridgian platform in the Swiss Jura. *Abstr. 8th Meeting of Swiss sedimentologists, Fribourg, Switzerland*, 13.
- CRONBLAD, H.G. & MALMGREN, B.A. (1981) Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. *Nature* 291, 61-64.
- CURTIS, C.D. (1990) Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. *J. geol. Soc. London* 147, 351-357.
- DAHANAYAKE, K. (1977) Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sed. Geol.* 18, 337-353.
- DAUWALDER, P. & REMANE, J. (1979) Etude du banc à Nérinées à la limite "Kimmeridgien-Portlandien" dans le Jura Neuchâtelais méridional. *Paläont. Z.* 53, 163-181.
- DEBRAND-PASSARD, S. & COURBOULEIX, S. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.* 126 (Atlas).
- DECONINCK, J.-F. (1993) Clay mineralogy of the late Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of the Vocontian Trough (SE France): relationships with sequence stratigraphy. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 17, 223-234.
- DECONINCK, J.-F. & STRASSER, A. (1987) Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae geol. Helv.* 80, 753-772.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B. (1993) *Atlas: Tethys palaeoenvironmental maps*, CCGM, Paris.
- DONOVAN, D.T. & JONES, E.J.W. (1979) Causes of world wide changes in sea level. *J. geol. Soc. London* 136, 187-192.
- DROMART, G. (1989) Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 69, 23-43.
- DROMART, G. & ATROPS, F. (1988) Valeur stratigraphique des biomicrofaciès pélagiques dans le Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 306, 1365-1371.

- DROMART, G., FERRY, S. & ATROPS, F. (1993) Allochthonous deep-water carbonates and relative sea-level changes: the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous of southeast France. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. & Allen, G.P. (Eds) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, I. A. S. Spec. Publ. 18, 295-305.
- DRUMMOND, C.N. & WILKINSON, B.H. (1993) Carbonate cycle stacking patterns and hierarchies of orbitally forced eustatic sealevel change. *J. Sed. Petrol.* 63, 369-377.
- DRUMMOND, C.N. & WILKINSON, B.H. (1996) Stratal thickness frequencies and the prevalence of orderedness in stratigraphic sequences. *J. Geol.* 104, 1-18.
- DUBOIS, P. & DELFAUD, J. (1989) *Dynamique et méthode d'étude de bassins sédimentaires*. Edition Technip, Paris, 277-297.
- DUNHAM, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed) *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG Mem. 1, 108-121.
- DUPRAZ, C. (1999) Paléontologie, paléocécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *GeoFocus* 2, Fribourg, 200 pp.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. (1999) Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 40, 101-130.
- DUXBURY, A.C. & DUXBURY, A.B. (1994) *An introduction to the world's oceans — 4th ed.*, Wm. C. Brown Communications, Inc., 472 pp.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991) Limestone-marl alternation - an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 85, 23-47.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991) Cycles and events in stratigraphy - Basic concepts and terms. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 1-19.
- EMMANUEL, L. (1993) *Apport de la géochimie à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur vocontien*. PhD Thesis, Univ. P.-et-M. Curie Paris, *Mém. Sci. Terre* 93, 191 pp.
- EMMANUEL, L. & RENARD, M. (1993) Carbonate geochemistry (Mn,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian Through (SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 17, 205-221, Pau.
- ENAY, R. (2000) *Recalage biostratigraphique et nouvelle datation de surfaces d'émersion du Kimméridgien-Tithonien dans le Jura méridional et conséquences sur leur interprétation séquentielle*. *Bull. Soc. géol. France* 171, 665-671.
- ENAY, R., ARNAUD, M., ATROPS, F., BARFÉTY, J.-C., BEAUDOIN, B., BERNIER, P., BODEUR, Y., BOULLIER, A., CLAVEL, B., CONTINI, D., DARDEAU, G., DEBRAND-PASSARD, S., DONZE, P., ELMI, S., GAILLARD, C., JAFFREZO, M., JAUTÉE, E., LATHUILLIÈRE, B., MARCHAND, D., MONLEAU, C., MENOT, J.-C., NOËL, D., PASCAL, A., PEYBERNES, B., REMANE, J., TINTANT, H. & THIERRY, J. (1984) *Jurassique supérieur: Malm*. In: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.-J. (Eds) *Synthèse Géologique du Sud-Est de la France*. *Mém. BRGM Fr.* 125, 223-286.
- ENAY, R., CONTINI, D. & BOULLIER, A. (1988) Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. *Eclogae geol. Helv.* 81, 295-363.
- ENOS, P. (1983) Restricted shelves, bays and lagoons. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Mem. 33, 267-295.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. (1983) Subaerial exposure environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, A.A.P.G. Mem. 33, 1-54.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1976) Convergence of evidence on climatic change and ice ages. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 97, 542-579.
- FISCHER, A.G. (1986) Climated rhythms recorded in strata. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 14, 351-376.
- FLÜGEL, E. (1982) *Microfacies Analysis of Limestones*, Springer-Verlag, 633 pp.
- FLÜGEL, E. & STEIGER, T. (1981) An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the northern Frankenalb, West Germany. *SEPM Spec. Publ.* 30, 371-397.
- FOLK, R.L. (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed) *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG Mem. 1, 62-84.
- FOOKES, E. (1995) Development and eustatic control of an Upper Jurassic reef complex (Saint Germain-de-Joux, Eastern France). *Facies* 33, 129-150.
- FRIEDMAN, G.M. (1969) Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments. In: Friedman, G.M. (Ed) *Depositional Environments in Carbonate Rocks*, SEPM Spec. Publ. 14, 193-198.
- FRITZ, G.K. (1958) Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. *Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart* 40, 1-190.
- FRITZ, P. & KATZ, A. (1972) The sodium distribution of dolomite crystals. *Chem. Geol.* 10, 237-244.
- GAILLARD, C. (1983) Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura Méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 90, 515 pp.
- GEBELEIN, C.D. (1977) Mixing zone dolomitization of Holocene tidal flat sediments, south-west Andros Island, Bahamas (Abs.). *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 61, 787-788.
- GINSBURG, R.N. (1971) Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (Abstr.). *AAPG Bull.* 55, 340.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P. A. & HARDIE, L.A. (1987) High frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy. *Amer. J. Sci.* 287, 853-892.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1990) Depositional cycles, composite sea-level changes, cycles stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 535-562.
- GORIN, G. & STEFFEN, D. (1991) Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates: example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE Fr.). *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 85, 303-320.
- GORNITZ, V., LEBEDEFF, S. & HANSEN, J. (1982) Global sea-level trend in the past century. *Science* 215, 1611-1614.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994) A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.* 99, 24051-24074.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995) A triassic, jurassic and cretaceous time scale. In: Berggren, W.A., Kent,

- D.V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J. (Eds) *Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Spec. Publ. 54, 95-126.
- GRAHAM, D.W., BENDER, M.L., WILLIAMS, D.F. & KEIGWIN, L.D.JR. (1982) Strontium-calcium ratios in Cenozoic planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1281-1292.
- GREPPIN, J.B. (1870) *Geol. Karte der Schweiz*, 1: 100 000, Blatt VII, 1. Aufl.
- GROSSMAN, E.L., MUI, H.-S. & YANCEY, T.E. (1993) Stable isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States: implications for Carboniferous paleoceanography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 1284-1296.
- GRÖTSCH H.J., BILLING, I. & VAHRENKAMP, V. (1998) Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: implications for Cretaceous black-shale deposition. *Sedimentology* 45, 623-634.
- GYGI, R.A. (1990) Die Paläogeographie im Oxfordium und frühesten Kimmeridgium in der Nordschweiz. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 32, 207-222.
- GYGI, R.A. (1995) Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. *Eclogae geol. Helv.* 88, 1-58.
- GYGI, R.A. (2000) Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. *Mem. Swiss Academy of Sciences* 104, Birkhäuser Verlag, 151 pp.
- GYGI, R.A., COE, A.L. & VAIL, P.R. (1998) Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ. 60, 527-544.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986) Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geol. Helv.* 79, 385-454.
- HÄFELI, C. (1966) Die Jura Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). *Eclogae geol. Helv.* 59, 565-595.
- HALLAM, A. (1975) *Jurassic environments*. Cambridge Univ. Press, 269 pp.
- HALLAM, A. (1984) Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 47, 195-223.
- HALLAM, A. (1985) A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc. London* 142, 433-445.
- HALLAM, A. (1988) A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & van Wagoner, J.C. (eds) *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, SEPM Spec. Publ. 42, 261-273.
- HALLAM, A., GROSE, J.A. & RUFFEL, A.H. (1991) Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 81, 173-187.
- HALLAM, A. & SELLWOOD, B.W. (1976) Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. *J. Geol.* 84, 301-321.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986) Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.
- HANTZPERGUE, P., BAUDIN, F., MITTA, V., OLFERIEV, A. & ZAKHAROV, A. (1998) Le Jurassique supérieur du bassin de la Volga: biostratigraphie des faunes d'ammonites et corrélations avec les zonations standards européennes. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 326, 633-640.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156-1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. (1998) Jurassic chronostratigraphy. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ. 60 (chart).
- HAUSER, M. (1994) *Geologie der Region Péry-Reuchenette (Kanton Bern)*. Diploma Thesis, Univ. Bern, Switzerland, 188 pp.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J. (1976) Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121-1132.
- HEIM, A. (1924) Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geologische Rundschau* 15, 1-47.
- HEMLEBEN, C., SPINDLER, M. & ANDERSON, O.R. (1988) *Modern Planktonic Foraminifera*, Springer-Verlag, 363 pp.
- HILLGÄRTNER, H. (1998) Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *J. Sedim. Res.* 68, 1093-1108.
- HILLGÄRTNER, H. (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. *GeoFocus* 1, Fribourg, 203 pp.
- HILLGÄRTNER, H., DUPRAZ, C. & HUG, W. (2001) Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? *Sedimentology* 48, 117-131.
- HOMWOOD, P.W. (1996) The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bull. Soc. géol. Fr.* 167, 701-715.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T.A. (1992) *Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée*. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 16, 357-381.
- VAN HOUTEN, F.B. & PURUCKER, M.E. (1984) Glauconitic peloids and chamositic ooids – Favorable factors, constraints, and problems. *Earth-Science Reviews* 20, 211-243.
- HUG W. (2002) *Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform im Oberoxford und untersten Kimmeridge des Schweizer Jura*. *GeoFocus*, Fribourg, en prép.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983) Beach environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Mem. 33, 211-265.
- JACOBS, D.K. & SAHAGIAN, D.L. (1993) Climate-induced fluctuations in sea-level during non-glacial times. *Nature* 361, 710-712.
- JAFFREZO, M. & RENARD, M. (1979) Eléments en traces de calcaires à Dasycladales et Charophytes. In: Poignant, A.F. & Deloffre, R. (Eds) *Second International Symposium on Fossil Algae*, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 3, 639-649.
- JAMES, N.P. (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: James, N.P. & Clarke, J.A.D. (Eds) *Cool-water*

- Carbonates, SEPM Spec. Publ. 56, 1-20.
- JAN DU CHENE, R., ATROPS, F., EMMANUEL, L., DE RAFÉLIS, M. & RENARD, M. (2000) Palynology, ammonites and sequence stratigraphy from Tethyan Middle Oxfordian to Lower Kimmeridgian, S-E France. Comparison with the Boreal realm. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 22, 273-321.
- JANSA, L.F., TERMIER, G. & TERMIER, H. (1982) Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "palaeoshelf" au large du Canada oriental. *Revue de Micropaléontologie* 25, 181-219.
- JOACHIMSKI, M.M. (1994) Subaerial exposure and deposition of shallowing-upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology* 41, 805-824.
- JØRGENSEN, B.B. (1983) The microbial sulfur cycle. In: Krumbein, W.E. (Ed) *Microbial Geochemistry*, Blackwell Scientific Publications, 91-124.
- KENDALL, C.G.St.C. & SCHLAGER, W. (1981) Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology* 44, 181-212.
- KENTER, J.A.M., GINSBURG, R.N., TROELSTRA, S.R. (2001) Sea-level driven sedimentation patterns on the slope and margin. In: Ginsburg, R.N. (Ed) *Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project*, SEPM Spec. Publ. 70, 61-100.
- KEUPP, H. (1991) Fossil calcareous dinoflagellate cysts. In: Riding, R. (Ed) *Calcareous Algae and Stromatolites*, Springer-Verlag, 267-286.
- KINSMAN, D.J.J. & HOLLAND, H.D. (1969) The coprecipitation of cations with CaCO<sub>3</sub>-IV. The coprecipitation of Sr<sup>2+</sup> with aragonite between 16°C and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 1-17.
- KRAUSKOPF, K.B. & BIRD, D.K. (1995) *Introduction to geochemistry* — 3rd ed., McGraw-Hill, Inc., 647 pp.
- KUGLER, C. (1987) Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.)* 259.
- LAND, L.S. & HOOPS, G.K. (1973) Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *J. Sed. Petrol.* 43, 614-617.
- LANGOISSEUX, O. (2001) *Stratigraphie séquentielle basée sur une approche multidisciplinaire: le Kimméridgien inférieur de la Fosse vocontienne (S-E France)*. Travail de Diplôme, Université de Genève, Suisse, 107 pp.
- LAPORTE, L.F. (1967) Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *AAPG Bull.* 51, 73-101.
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972) Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.* 13, M67-M73.
- LEINFELDER, R.R. (1993) A sequence stratigraphic approach of the Upper Jurassic mixed carbonate-siliclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. *Profil* 5, 119-140.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U., WERNER, W. (1993) Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies* 29, 195-230.
- LEINFELDER, R.R. & WERNER, W. (1993) Systematic position and palaeoecology of the Upper Jurassic to Tertiary *Marinella lugeoni* PFENDER. *Zitteliana* 20, 105-122.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.-C., RUDKIEWICZ, J.-L., MEGARD-GALLI, J. & TRICART, P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.* 3, 179-199.
- VAN LITH, Y., VASCONCELOS, C., WARTHMAN, R. & MCKENZIE, J.A. (2000) Geomicrobiological study of recent dolomite precipitation: modern environments, laboratory experiments, and ancient analogues. Eighth Swiss Sed Meeting, Abstr. book, 40.
- LOMBARD, A. (1945) Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto- et Pleurococcalées). *Eclogae geol. Helv.* 38, 163-173.
- MACINTYRE, I.G. (1985) Submarine cements - the peloidal question. In: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds) *Carbonate Cements*, SEPM Spec. Publ. 36, 109-116.
- MAGARITZ, M. & HOLSER, W.T. (1990) Carbon isotope shifts in Pennsylvanian seas. *Amer. J. Sci.* 290, 977-994.
- MANEBE, S. & BROCCOLI, A.J. (1990) Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science* 247, 192-195.
- MARSZALEK, D. (1975) Calcisphere ultrastructure and skeletal aragonite from the alga *Acetabularia antillana*. *J. Sed. Petrol.* 45, 266-271.
- MATTHEWS, M.D. & PERLMUTTER, M.A. (1994) Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. In: de Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. IAS Spec. Publ. 19, 459-481.
- MATTI, J.C. & MCKEE, E.H. (1976) Stable eustasy, regional subsidence, and a carbonate factory: a self-generating model for onlap-offlap cycles in shallow-water carbonate sequences. *Geol. Soc. Am. Abstr.* 8, 1000-1001.
- MEYER, C. (1993) A sauropod dinosaur megatracksite from the Late Jurassic of northern Switzerland. *Ichnos* 3, 29-38.
- MEYER, C. & PITTMAN, J.G. (1994) A comparison between the Brontopodus ichnofacies of Portugal, Switzerland and Texas. In: Lockley, M.G., dos Santos, V.F., Meyer, C.A. & Hunt, A.P. (Eds) *Aspects of Sauropod Paleobiology*, GAIA Spec. Vol. 10, 125-133.
- MEYER, M. (2000) Le complexe récifal kimméridgien - tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. *Terre et Environnement* 24, 179 pp.
- MIAL, A.D. (1997) *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, 433 pp.
- MILANKOVITCH, M. (1941) *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, Vol. 33, Belgrade.
- MITCHUM JR., R.M., VAIL, P.R., THOMPSON, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *AAPG Mem.* 26, 53-62.
- MITCHUM JR., R.M. & VAN WAGONER, J.C. (1991) High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sed. Geology* 70, 131-160.
- MOJON, P.O. (1989) Charophytes et ostracodes laguno-lacustres du Jurassique de la Bourgogne (Bathonien) et du Jura septentrional franco-suisse (Oxfordien). Remarques sur les discontinuités émerives du Kimméridgien du Jura. *Revue de Paléobiologie*, Vol. Spéc. 3, 1-18.
- MOJON, P.O. & MOUCHET, P. (1992) Révision et validation de la nouvelle combinaison *Echinochara pecki* (Mädler) Grambast 1965 (Clavatoracées, Charophytes) d'après les matériaux

- inédits du Kimméridgien basal du Jura suisse septentrional. *Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat.* 115, 9-21.
- MONTAÑEZ, I.A. & OSLEGER, D.A. (1993) Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, Southern Great Britain. *AAPG Mem.* 57, 305-326.
- MORGANS-BELL, H.S., COE, A.L., HESSELBO, S.P., JENKYN, H.C., WEEDON, G.P., MARSHALL, J.E.A., TYSON, R.V. & WILLIAMS, C.J. (2001) Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK. *Geol. Mag.* 138, 511-539.
- MÖRNER, N.A. (1994) Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequences. In: de Boer, P.L. & Smith, D.G. (Eds) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. IAS Spec. Publ. 19, 25-33.
- MORSE, J.W., MILLERO, F.J., THURMOND, V., BROWN, E. & OSTLUND, H.G. (1984) The carbonate chemistry of the Grand Bahama Bank waters: after 18 years another look. *J. Geophys. Res.* 89, 3604-3614.
- MOUCHET, P. (1998) Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. *Eclogae geol. Helv.* 91, 53-68.
- MOUCHET, P. (1995) Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. PhD Thesis, Univ. Neuchâtel, Switzerland, 204 pp.
- MOUSSINE-POUCHKINE, A., AMARD, B., ATROPS, F. & SÉGURET, M. (1998a) Les alternances marne-calcaire du Kimméridgien inférieur du Bassin du SE (France): stratigraphie haute-résolution et cycles de Milankovitch, 1) *Géologie*. 6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie, Publ. ASF 27, 205.
- MOUSSINE-POUCHKINE, A., SÉGURET, M., ATROPS, F. & AMARD, B. (1998b) Lithostratigraphie à haute résolution dans le Kimméridgien du Bassin du Sud-Est: implications sur les taux de sédimentation et la durée des unités biostratigraphiques. 2<sup>ème</sup> Congrès Français de Stratigraphie, Livre des résumés, 125.
- MÜLLER, S.W.M. (1941) Standard of the Jurassic System. *Bull. Geol. soc. Am.* 52, 1427.
- NEUMANN, A.C. & MACINTYRE, I. (1985) Reef response to sea-level rise: keep-up, catch-up, give-up. *Proc. 5<sup>th</sup> Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, 3, 105-110.
- NEUWEILER, F., REITNER, J. & ARP, G. (1996) Controlling factors and environmental significance of organomicrite production and buildup development. In: Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. (Eds) *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution*. Res. Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb2, 185-192, Göttingen.
- D'ORBIGNY, A. (1842-1849) *Paléontologie française, tome 1: Céphalopodes*. Libr. V. Masson, Paris.
- OSCHMANN, W. (1990) Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sed. Geol.* 69, 313-332.
- OSLEGER, D. (1991) Subtidal carbonate cycles: implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology* 19, 917-920.
- PADDEN, M., WEISSERT, H. & DE RAFÉLIS, M. (2001) Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate. *Geology* 29, 223-226.
- PASQUIER, J.-B. (1995) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura helvétique et ultrahelvétique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais). PhD Thesis, Univ. Fribourg, Switzerland, 274 pp.
- PASQUIER, J.-B. & STRASSER, A. (1997) Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology* 44, 1071-1092.
- PATTERSON, W.P. & WALTER, L.M. (1994) Depletion of <sup>13</sup>C in seawater CO<sub>2</sub> on modern carbonate platforms: significance for the carbon isotopic record of carbonates. *Geology* 22, 885-888.
- PAWELLEK, T. (2001) Fazies-, Sequenz-, und Gamma-Ray-Analyse im höheren Malm der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland) mit Bemerkungen zur Rohstoffgeologie (hochreine Kalke). *Tübinger Geowiss. Arb. A* 61, 244 pp.
- PERSOZ, F. (1982) Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 155, 52 pp.
- PITMAN, W.C. (1978) Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1389-1403.
- PITTET, B. (1996) Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). PhD Thesis, Univ. Fribourg, Switzerland, 258 pp.
- PITTET, B. & GORIN, G.E. (1997) Distribution of sedimentary organic matter in a mixed carbonate-siliciclastic platform environment: Oxfordian of the Swiss Jura Mountains. *Sedimentology* 44, 915-937.
- PITTET, B. & STRASSER, A. (1998) Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from the shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). *Eclogae geol. Helv.* 91, 149-169.
- PITTET, B., STRASSER, A. & MATTIOLI, E. (2000) Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow-platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *J. Sedim. Res.* 70, 392-407.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P. & TESSON, M. (1992) Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *A.A.P.G. Bull.* 76, 1687-1709.
- PRATT, B.R. (1995) The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R. (Eds) *Carbonate Mud-mounds*. IAS Spec. Publ. 23, 49-123.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1992) Peritidal carbonates. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds) *Facies Models: Response to Sea-Level Change*, Geol. Assoc. Canada, 303-321.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1986) The Saint George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology* 33, 313-343.
- PRICE, G.D. (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews* 48, 183-210.
- PROUST, J.N., DECONINCK, J.F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J.P. & VIDIER, J.P. (1995) Sequence analytical approach to the upper Kimmeridgian-lower Tithonian storm-dominated ramp

- deposits of the Boulonnais (northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rundsch.* 84, 255-271.
- QING, H., BOSENCE D.W.J. & ROSE, E.P.F. (2001) Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology* 48, 153-163.
- DE RAFÉLIS SAINT-SAUVEUR, M. (2000) Apport de l'étude de la spéciation du manganèse dans les carbonates pélagiques à la compréhension du contrôle des séquences eustatiques de 3ème ordre. PhD Thesis, Univ. P.-et-M. Curie Paris, France, 214 pp.
- DE RAFÉLIS SAINT-SAUVEUR, M., EMMANUEL, L., RENARD, M., ATROPS, F. & JAN DU CHENE, R. (2001) Geochemical characterization (Mn content) of third order eustatic sequences in Upper Jurassic pelagic carbonates of the Vocontian Trough (SE France). *Eclogae geol. Helv.* 94, 145-152.
- RAMEIL, N. (2003) The Tithonian / Portlandian of the Swiss and French Jura: sedimentology, sequence- and cyclostratigraphy, correlations and quantification. *GeoFocus*, Fribourg, in prep.
- READING, H.G. (1998) *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy* — 3<sup>rd</sup> edition [repr. with corr.], Blackwell Science, 688 pp.
- RENARD, M. & BLANC, P. (1972) Influence des conditions de mise en solution (choix de l'acide, température, durée d'attaque) dans le dosage des éléments en traces des roches carbonatées. *C. R. Acad. Sci. Paris* 274, 632-635.
- RENARD, M. & BLANC, P. (1971) Mise au point d'un protocole expérimental pour le dosage des éléments traces (V, Cr, Mn, Ni, Sr, Mo) par absorption atomique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 272, 2285-2288.
- RENARD, M., DAUX, V., CORBIN, J.-C., EMMANUEL, L. & BAUDIN, F. (1997) La chimiostatigraphie. In: Rey, J. (Ed) *Stratigraphie. Terminologie Française*. Bull. Centres de Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, Mém. 19, 37-50.
- RENARD, M. & LETOLLE, R. (1983) Essai d'interprétation du rôle de la profondeur de dépôt dans la répartition des teneurs en manganèse et dans l'évolution du rapport isotopique du carbone des carbonates pélagiques: influence de l'oxygénation du milieu. *C. R. Acad. Sci. Paris* 296, 1737-1740.
- RICHEBOIS, G. (1990) Dosage de quelques éléments traces dans les eaux naturelles et les roches carbonatées. Application à l'étude géochimique de la coupe du Kef (Tunisie). D.E.S. Univ. P.-et-M. Curie Paris, France, 90 pp.
- ROLLIER, L. (1904) *Geol. Karte der Schweiz*, 1: 100 000, Blatt VII, 2. Aufl.
- ROLLIER, L. (1888) Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 1, 3-88.
- RONA, A. (1973) Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferred from the central North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 2851-2872.
- RUSCIADELLI, G. (1999) Stratigraphie séquentielle et analyse de l'espace disponible du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin de Paris. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra* 8, 3-83.
- SCHIDLÓWSKI, M. (1987) Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 15, 47-72.
- SCHLAGER, W. (1989) Drowning unconformities on carbonate platforms. In: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., & Read, J.F. (Eds) *Controls on carbonate platforms and basin development*, SEPM Spec. Publ. 44, 15-26.
- SCHLAGER, W. (1991) Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. In: Biddle, K.T. & Schlager, W. (Eds) *The Record of Sea-Level Fluctuations*, *Sediment. Geol.* 70, 109-130.
- SCHLAGER, W. (1993) Accommodation and supply: a dual control on stratigraphic sequences. *Sed. Geology* 86, 111-136.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G. & DROXLER, A. (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sed. Petrol.* 64, 270-281.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1996) The Jurassic *Lithocodium aggregatum* - *Troglotella* incrustans foraminiferal consortium. *Palaeontology* 39, 21-52.
- SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (1983) *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Mem. 33, 708 pp.
- SCHULZ, M. & SCHÄFER-NETH, C. (1998) Translating Milankovitch climate forcing into eustatic fluctuations via thermal deep water expansion: a conceptual link. *Terra Nova* 9, 228-231.
- SCHWARZACHER, W. (1993) Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Dev. Sedimentol.* 52, 1-225.
- SCHWEIGERT, G. & CALLOMON, J.H. (1997) Der bauhini-Faunenhorizont und seine Bedeutung für die Korrelation zwischen tethyalem und subborealem Oberjura. *Stuttgarter Beitr. Naturk. B*(247), 1-69.
- SELG, M. (1988) Origin of peritidal carbonate cycles: Early Cambrian, Sardinia. *Sed. Geol.* 59, 115-124.
- SELLWOOD, B.W., VALDES, P.J. & PRICE, G.D. (2000) Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 156, 147-160.
- SHACKLETON, N.J. & KENNETT, J.P. (1975) Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of the Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis. DSDP Sites 277, 279, and 281: Initial Rept. Deep Sea Drilling Project 29, 743-755.
- SHINN, E. (1983) Tidal flat environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Mem. 33, 171-210.
- SHINN, E.A., LLOYD, R.M. & GINSBURG, R.N. (1969) Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sed. Petrol.* 49, 257-272.
- SINGER, A. (1984) The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. *Earth-Sc. Rev.* 21, 251-293.
- SMITH, D.G. (1989) Milankovitch cyclicity and the stratigraphic record: a review. *Terra Nova* 1, 402-404.
- STEFFEN, D. & GORIN, G. (1993a) Palynofacies of the Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates in the Vocontian Trough (SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 17, 235-247.
- STEFFEN, D. & GORIN, G.E. (1993b) Sedimentology of organic matter in Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of southeast France: evidence of eustatic control. In: Katz, B. & Pratt, L. (Eds) *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*, AAPG Studies in Geology 37, 49-65.
- STRASSER, A. (1986) Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33, 711-727.

- STRASSER, A. (1991) Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 709-721.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983) Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae geol. Helv.* 76, 551-580.
- STRASSER, A., HILLGÄRTNER, H., HUG, W. AND PITTET, B. (2000) Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nova* 12, 303-311.
- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J.-B. (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geol.* 128, 201-221.
- STROHMENGER, C., DEVILLE, Q. & FOOKES, E. (1991) Kimmeridgian/Tithonian eustasy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 661-671.
- STROHMENGER, C. & STRASSER, A. (1993) Eustatic control on the depositional evolution of Upper Tithonian and Berriasian deep-water carbonates (Vocontian trough, SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 17, 183-203.
- SUN, S.Q. (1994) A reappraisal of dolomite abundance and occurrence in the Phanerozoic. *J. Sed. Res.* 64, 396-404.
- TAPPAN, H. (1980) *The Paleobiology of Plants* Protists, Freeman and Company, 826 pp.
- TAYLOR, S.P., SELLWOOD, B.W., GALLOIS, R.W. & CHAMBERS, M.H. (2001) A sequence stratigraphy of the Kimmeridgian and Bolonian stages (Late Jurassic): Wessex-Weald Basin, southern England. *J. geol. Soc. London* 158, 179-192.
- TERMIER, H., TERMIER, G. & RAMALHO, M. (1985) Sur les spongiofaunes de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien du Portugal; description du Neuroporidé *Periomipora elegantissima* nov. *C.R. Acad. Sci. Paris* 300, 975-980.
- THALMANN, H.K. (1966) Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 22, 4-25.
- THIERRY, J. (2000) Early Kimmeridgian. In: Dercourt, M., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. & Sandulescu, M. (Eds) *Atlas Peri-Tethys: Palaeogeographical maps*, 85-97.
- THIRY, M. (2000) Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Sc. Rev.* 49, 201-221.
- THURMANN, J. (1832) *Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy*. Impr. F.G. Levraut, Strasbourg.
- THURMANN, J. (1852) *Geol. Karte zwischen Kaiserstuhl und Neuenburg*, 1: 200 000. Impr. V. Michel, Pruntrut.
- TUCKER, M.E. & BATHURST, R.G.C. (1990) *Carbonate Diagenesis*, Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 482 pp.
- TURNSEK, D., BUSER, S. & OGORELEC, B. (1981) An Upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia. In: Toomey, D.F. (Ed) *European Fossil Reef Models*, SEPM. Spec. Publ. 30, 361-369.
- TYSON, R. (1987) The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 26, 47-67.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 617-659.
- VAIL, P.R., MITCHUM JR., M.R., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *AAPG Mem.* 26, 49-112.
- VALDES, P.J., SELLWOOD, B.W. & PRICE, G.D. (1995) Modelling Late Jurassic Milankovitch climate variations. In: House, M.R. & Gale, A.S. (Eds) *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 85, 115-132.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *AAPG Methods Explor.* 7, 55 pp.
- VEIZER, J. (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Veizer, J. & Land, L.S. (Eds) *Stable Isotopes in Sedimentary Petrology*, SEPM Short Course 10, 3-100.
- VEIZER, J., FRITZ, P. & JONES, P. (1986) Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1679-1696.
- VINCENT, B., EMMANUEL, L., LOREAU, J.-P. & THIERRY, J. (1997) Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au bajocien-Bathonien. *C. R. Acad. Sci. Paris* 325, 783-789.
- WEBSTER, T. (1816). In: Englefield, H.C. (Ed) *A description of the principal picturesque beauties, antiquities, and geological phenomena of the Isle of Wight*. With additional observations on the strata of the island, and their continuation in the adjacent parts of Dorsetshire. London, 238 pp.
- WEISSERT, H. & MOHR, H. (1996) Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 122, 27-43.
- WERNLI, R. & FOOKES, E. (1992) *Troglotella incrustans* n. gen., n. sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal kimméridgien de Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). *Boll. Soc. Paleont. Ital.* 31, 95-103.
- DE WEVER, P., AZÉMA, J. & FOURCADE, E. (1994) Radiolaires et radiolarites: production primaire, diagenèse et paléogéographie. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 18, 315-379.
- WIGNALL, P.B. (1991) Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian (Late Jurassic) of England and northern France. *Mar. Petrol. Geol.* 8, 430-441.
- WIGNALL, P.B. (1994) *Black Shales*. Clarendon Press, 127 pp.
- WIGNALL, P.B. & RUFFEL, A.H. (1990) The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of Northwest Europe. *J. geol. Soc. London* 147, 365-371.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. (1989) Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic Realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae geol. Helv.* 82, 817-840.
- WILKINSON, B.H., DIEDRICH, N.W. & DRUMMOND, C.N. (1996) Facies succession in peritidal carbonate sequences. *J. Sedim. Res.* 66, 1065-1078.
- WILKINSON, B.H., DRUMMOND, C.N., DIEDRICH, N.W. & ROTHMAN, E.D. (1997) Biological mediation of stochastic peritidal carbonate accumulation. *Geology* 25, 847-850.
- WILSON, J.L. (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 pp.
- WILSON, J.L. & JORDAN, C. (1983) Middle shelf environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds) *Carbonate*

- Depositional Environments, AAPG Mem. 33, 297-343.
- WRIGHT, V.P. (1994) Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews* 35, 367-395.
- ZIEGLER, P.A. (1988) Late Jurassic-Early Cretaceous Central Atlantic sea-floor spreading, closure of Neo-Tethys, and opening of Canada Basin. In: Ziegler, P.A. (Ed) *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*, AAPG Mem. 43, 63-82.
- ZIEGLER, P.A. (1990) Late Jurassic opening of Central Atlantic and polarization of European rift system. In: Ziegler, P.A. (Ed) *Geological Atlas of Western and Central Europe*, second edition, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 102-110.

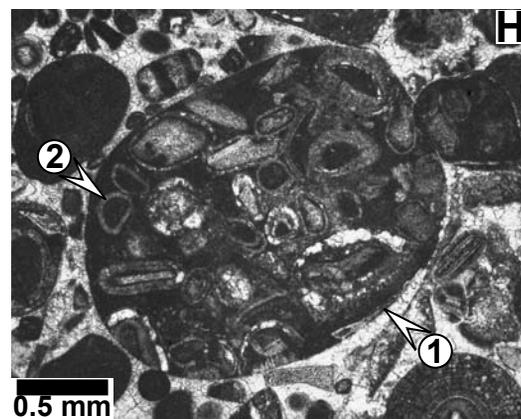
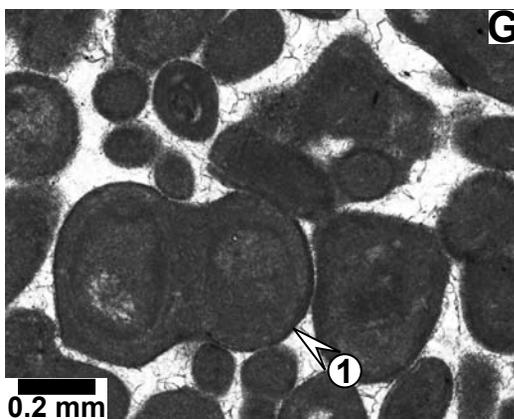
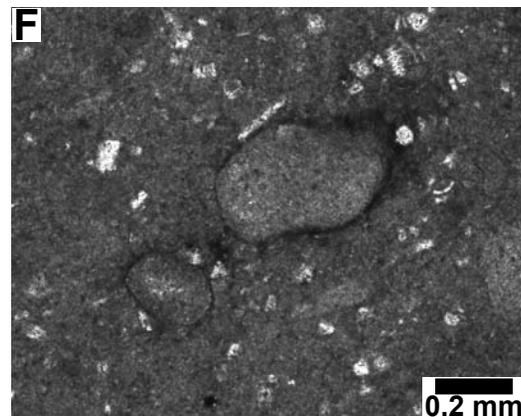
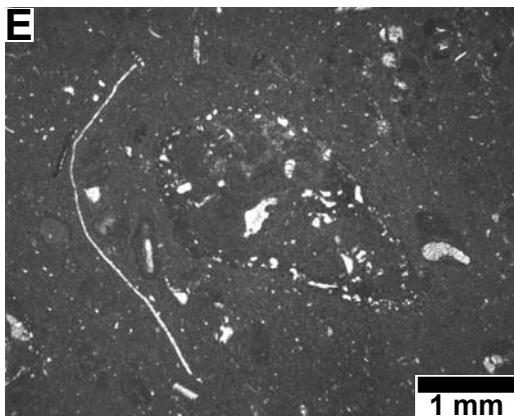
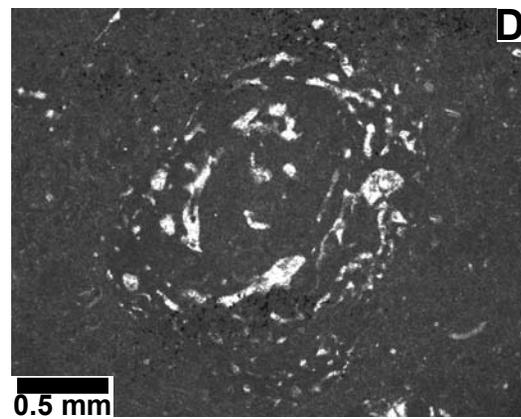
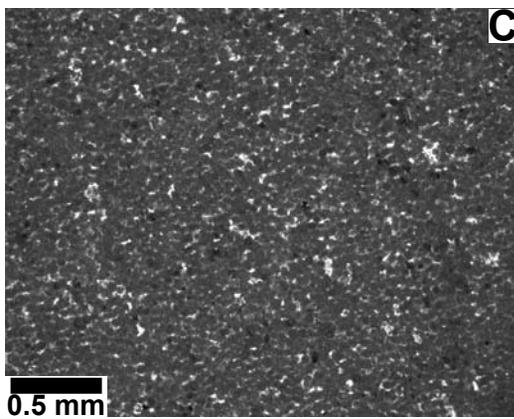
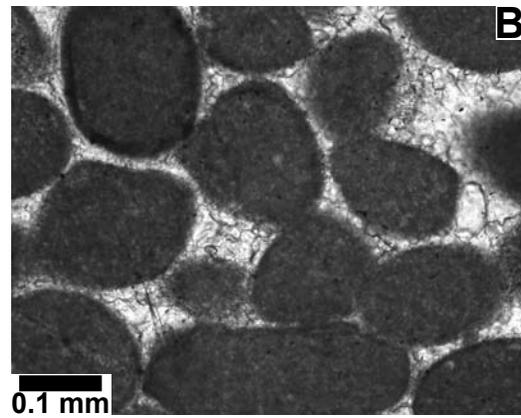
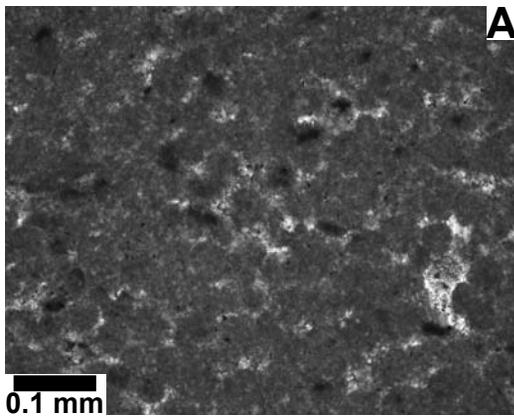


# PLANCHES

---

## PLATE 1 : NON-BIOCLASTIC GRAINS (1)

- A** - pelsparite (grainstone), peloids (type 1),  
facies rL3, restricted lagoon, sample Pi 26 (Fig. 2.1).
- B** - pel-oosparite (grainstone), peloids (type 2) and ferruginous rims,  
facies iS3, active internal shoal, sample Pi 19 (Fig. 2.1).
- C** - pelsparite (grainstone), peloids (type 1),  
facies rL3, restricted lagoon, sample Pi 26 (Fig. 2.1).
- D** - micrite (mudstone), oncoid (type 1),  
facies srL1, semi-restricted lagoon, sample Co 50 (Fig. 2.1).
- E** - onco-biomicrite (wackestone), oncoid (type 2),  
facies sL3, sheltered lagoon, sample Re 29.25 (Fig. 2.1).
- F** - onco-biomicrite (wackestone), oncoids (type 3),  
facies sL3, sheltered lagoon, sample Pi 40 (Fig. 2.1).
- G** - pel-oosparite (grainstone), grapestone (1),  
facies iS3, active internal shoal, sample Pi 19 (Fig. 2.1).
- H** - intra-oosparite (grainstone), lithoclast (1) and ooids type 4 (2),  
facies eS1, external shoal, sample Co 191 (Annex 1).



## **PLATE 2 : NON-BIOCLASTIC GRAINS (2)**

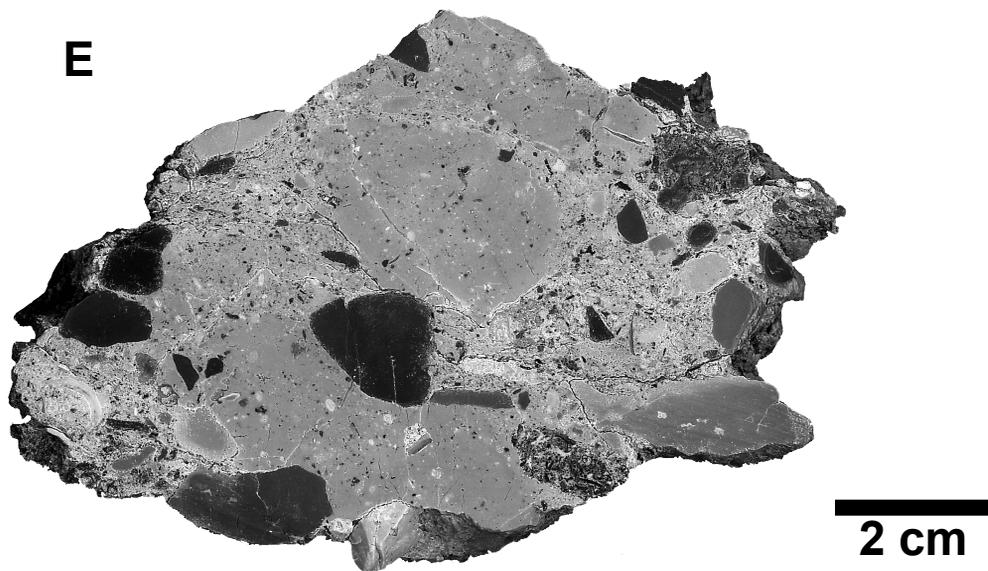
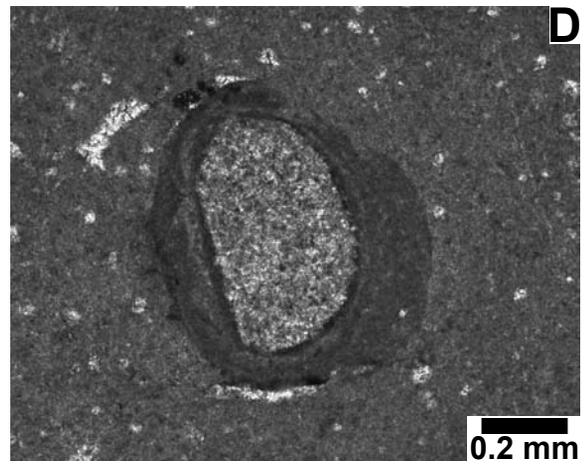
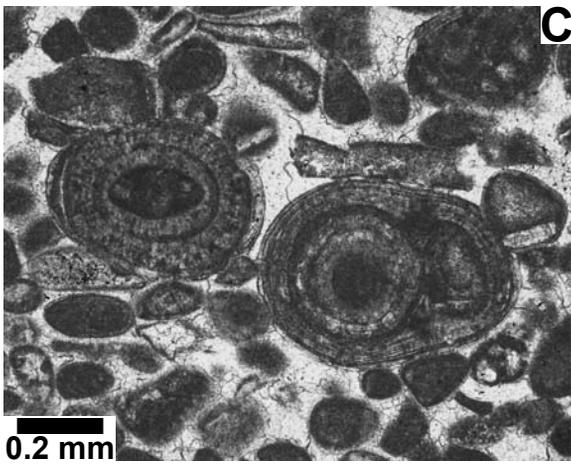
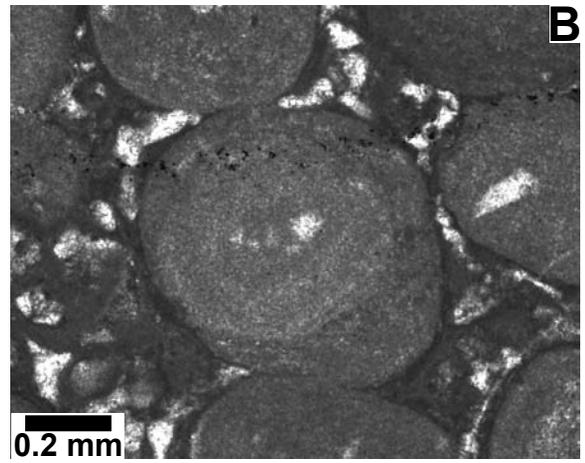
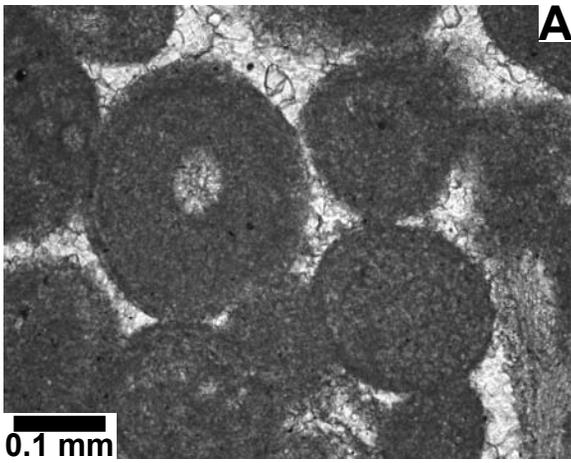
**A** - oosparite (grainstone), ooids (type 1),  
facies iS5, active internal shoal, sample Pi 29 (Annex 1).

**B** - oosparite (grainstone), ooid (type 2),  
facies eS3, external shoal, sample Re 2 (Fig. 2.1).

**C** - pel-oosparite (grainstone), ooids (type 3),  
facies eS2, external shoal, sample Co 189 (Fig. 2.1).

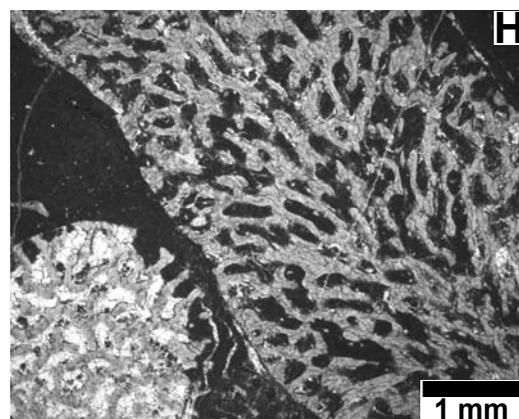
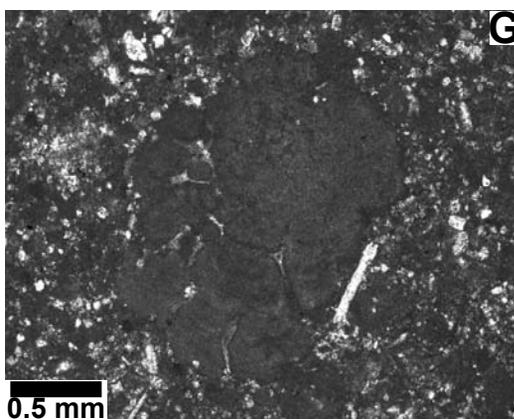
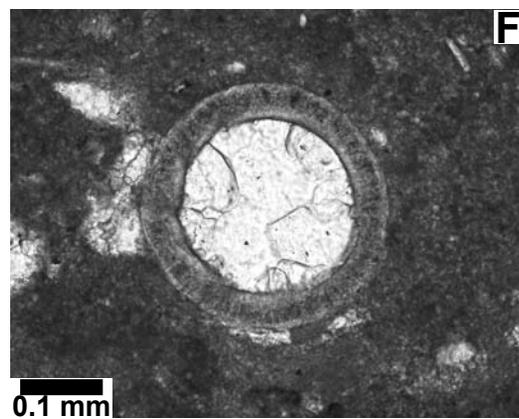
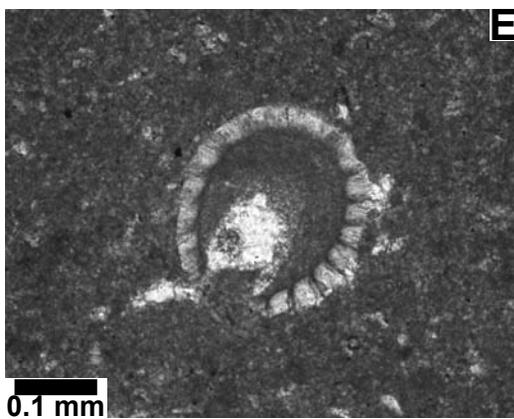
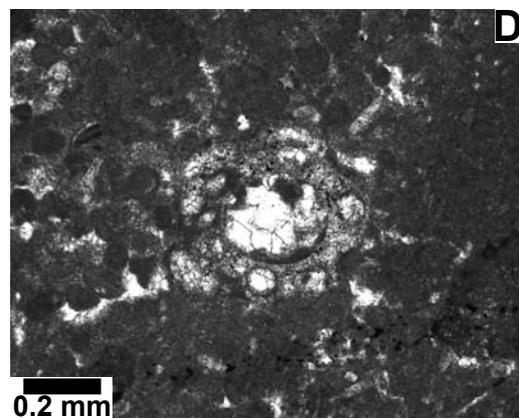
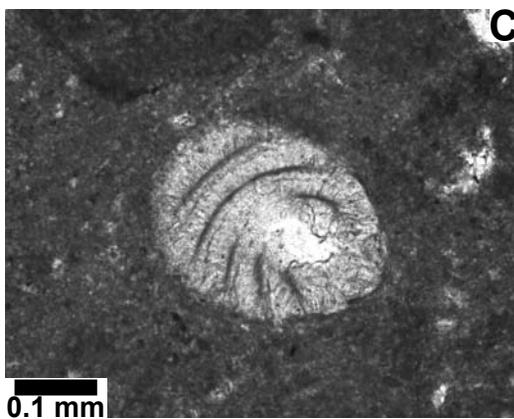
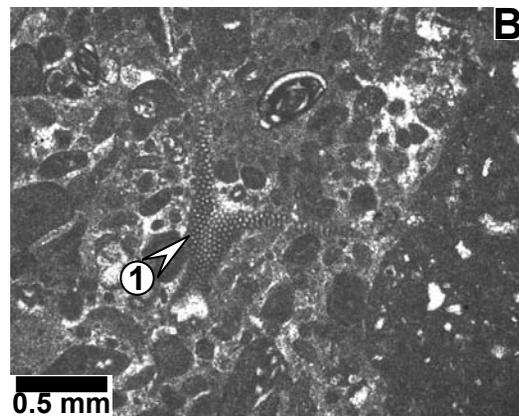
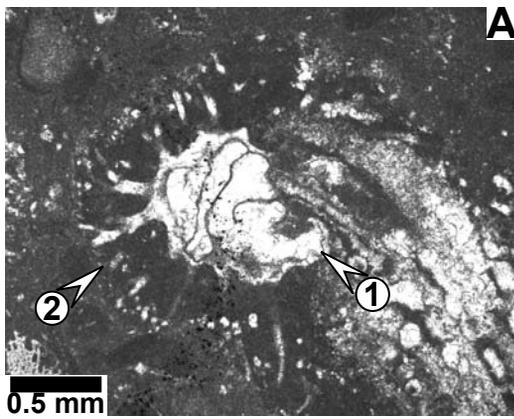
**D** - micrite (mudstone), ooid (type 6),  
facies rL1, restricted lagoon, sample Co 196 (Annex 1).

**E** - biomicrite (wackestone), multicoloured breccia,  
sample Re 27.31, etched slab.



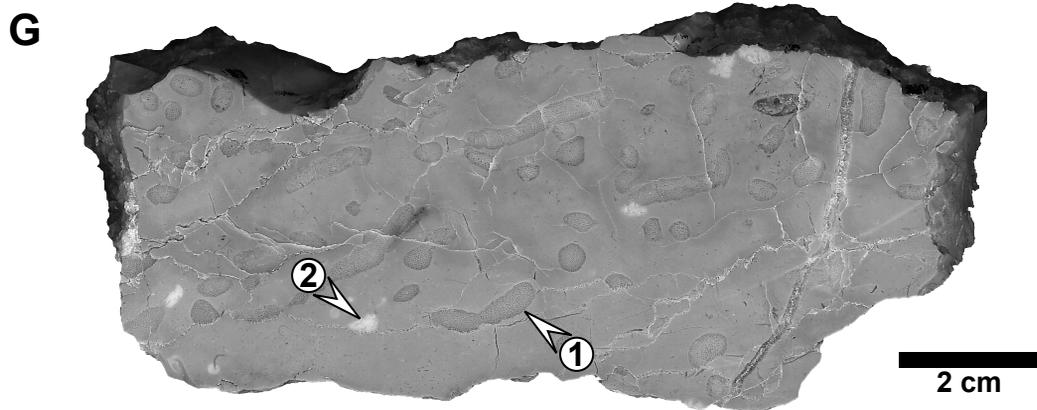
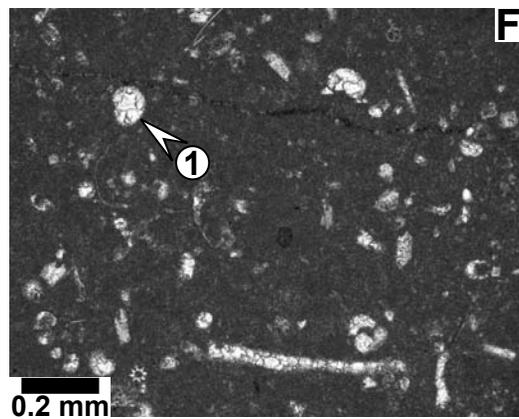
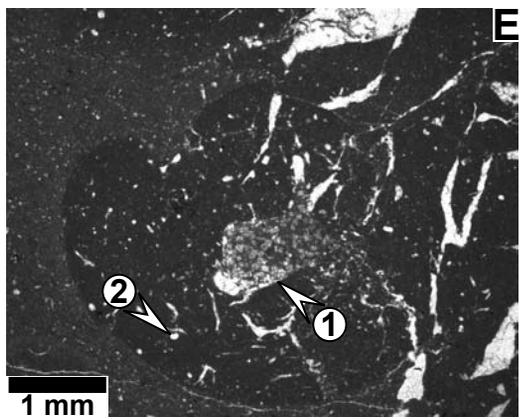
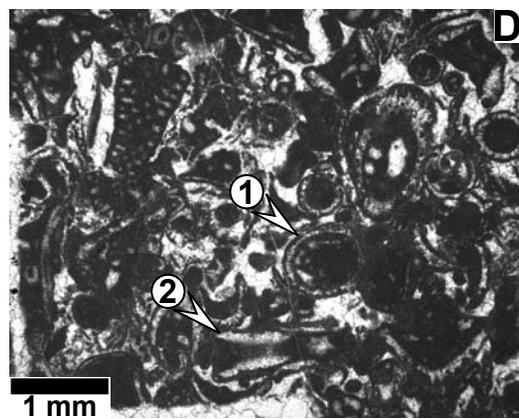
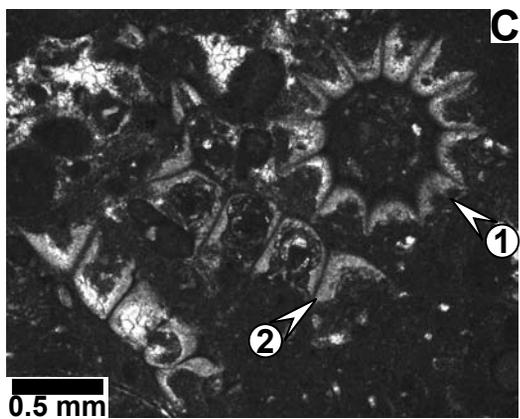
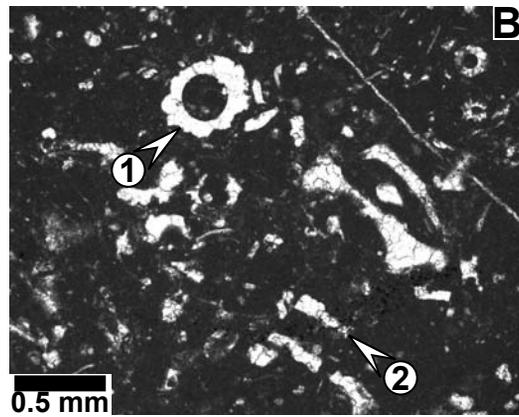
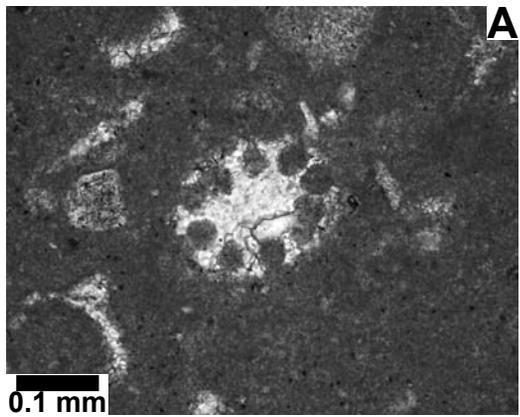
## PLATE 3 : BIOCLASTIC GRAINS (1)

- A** - onco-biomicrite (wackestone), *Troglotella* (1) and *Lithocodium* (2),  
facies sL3, sheltered lagoon, sample Re 29.25 (Fig. 2.1).
- B** - pel-onco-biomicrite (wackestone-packstone), *Thaumatoporella* (1),  
facies sL5, sheltered lagoon, sample Re 24.3 (Fig. 2.1).
- C** - micrite (mudstone), gyrogonite of charophyte,  
facies p, freshwater coastal lake, sample Re 17.9 (Fig. 2.1).
- D** - micrite (mudstone), stem of charophyte,  
facies p, freshwater coastal lake, sample Re 17.9 (Fig. 2.1).
- E** - micrite (mudstone), longitudinal section of charophyte gyrogonite,  
facies p, freshwater coastal lake, sample Re 17.9 (Fig. 2.1).
- F** - micrite (mudstone), transversal section of charophyte gyrogonite,  
facies p, freshwater coastal lake, sample Re 17.9 (Fig. 2.1).
- G** - pel-biomicrite-sparite (packstone-grainstone), *Marinella lugeoni*,  
facies oL3, open lagoon, sample Pi 79 (Annex 1).
- H** - micrite (mudstone), *Cladocoropsis mirabilis*,  
facies srL1, semi-restricted lagoon, sample Re 9.8 (Annex 1).



## PLATE 4 : BIOCLASTIC GRAINS (2)

- A** - pel-biomicrite-sparite (packstone-grainstone), *Acicularia sp.*,  
facies oL3, open lagoon, sample Pi 79 (Annex 1).
- B** - biomicrite (wackestone), transversal (1) and longitudinal (2) section of *Salpingoporella annulata*,  
facies srL2, semi-restricted lagoon, sample Co 215 (Fig. 2.1).
- C** - biomicrite (wackestone), transversal (1) and longitudinal (2) section of *Clypeina jurassica*,  
facies srL2, semi-restricted lagoon, sample Pi 155 (Fig. 2.1).
- D** - intra-biomicrite/sparite (packstone/grainstone), transversal (1) and longitudinal (2) section of  
*Campbelliella striata*, facies iS1, inactive internal shoal, sample Re 11.7 (Annex 1).
- E** - micrite (mudstone), osculum (1) and rhaxe (2) of *Rhaxella*,  
facies srL1, semi-restricted lagoon, sample Re 29.9 (Annex 1).
- F** - biomicrite (wackestone), rhaxe (1),  
facies srL2, semi-restricted lagoon, sample Re 30.13 (Fig. 2.1).
- G** - micrite (mudstone), *Cladocoropsis mirabilis* (1) and *Marinella lugeoni* (2),  
facies srL1, semi-restricted lagoon, sample Re 9.8 (Annex 1), etched slab.



## PLATE 5 : BIOGENIC STRUCTURES

**A** - Péry-Reuchenette section (metre 106), *Thalassinoides*, facies oL3, open lagoon, sample Re 23.4 (Annex 1).

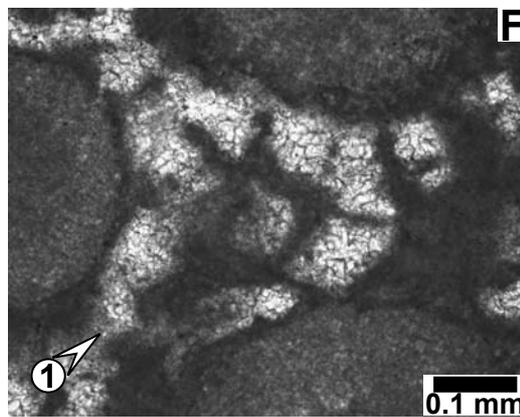
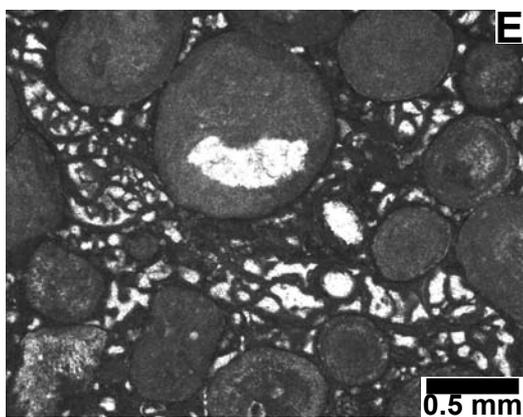
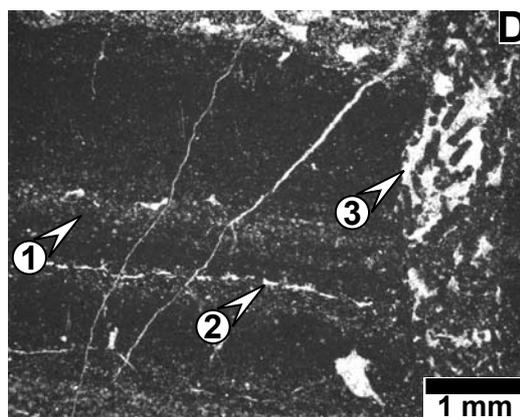
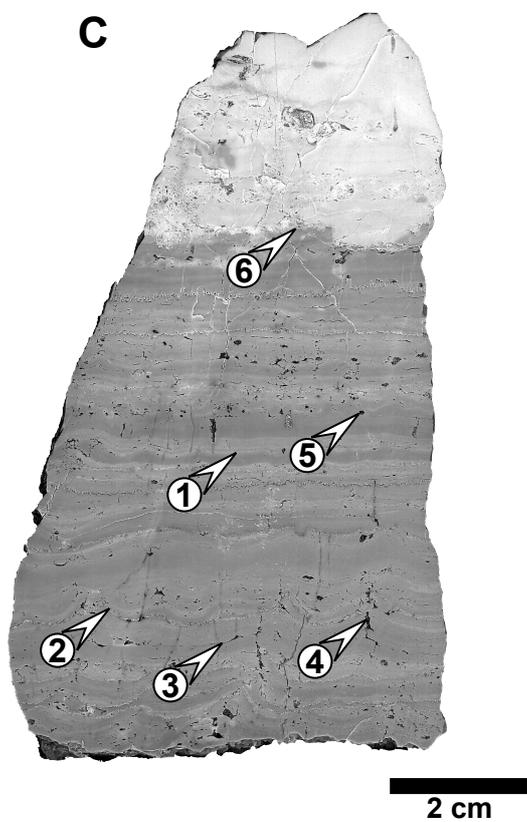
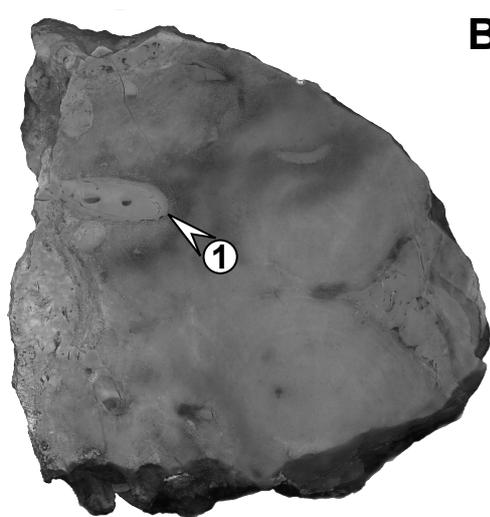
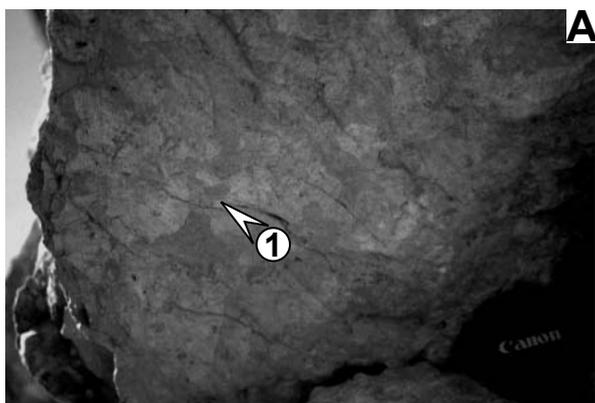
**B** - bivalve perforation in microsolenid coral, patch-reef in sheltered lagoon, sample Co 180, polished slab.

**C** - micrite (mudstone), alternations of planar (1) to weakly columnar (2) stromatolites with bird's-eyes (3), desiccation cracks (4) and worm burrow (5). The contact between the lower part of the slab (sample Re 25.7), which corresponds to intertidal-supratidal marsh facies (m1, sample Re 25.6), and the upper part, which is characteristic of sheltered lagoon (iS2, inactive internal shoal in semi-restricted lagoon, sample Re 25.9), is a transgressive surface (6).

**D** - micrite (mudstone), planar stromatolites (1) with bird's-eyes (2) and burrow (3), facies m1, marsh (upper intertidal to supratidal), sample Co 136 (Fig. 2.1).

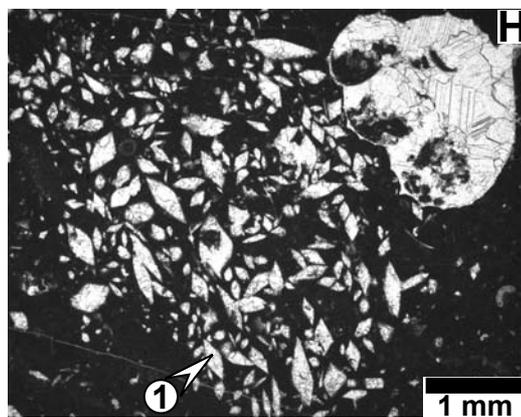
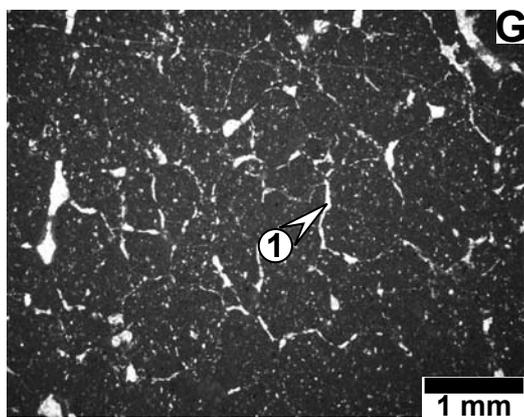
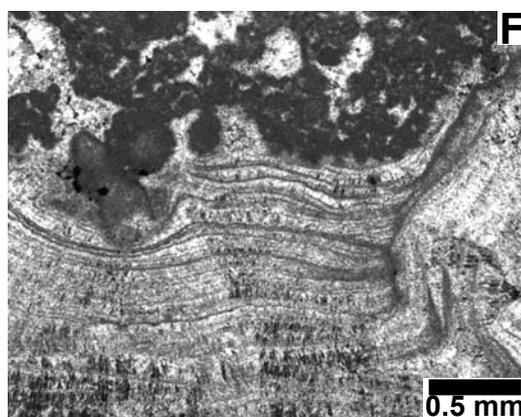
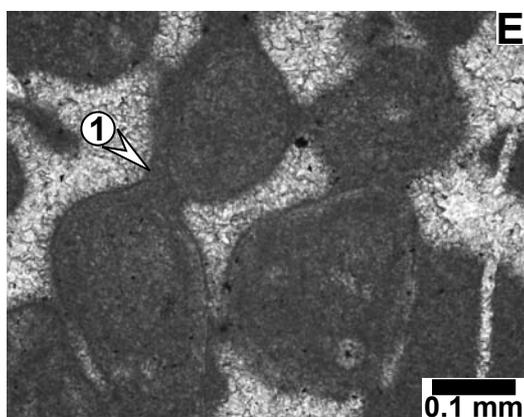
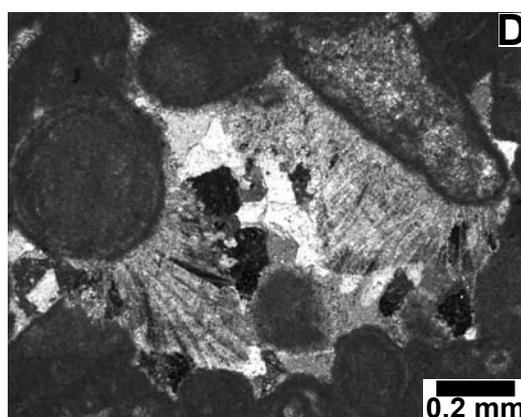
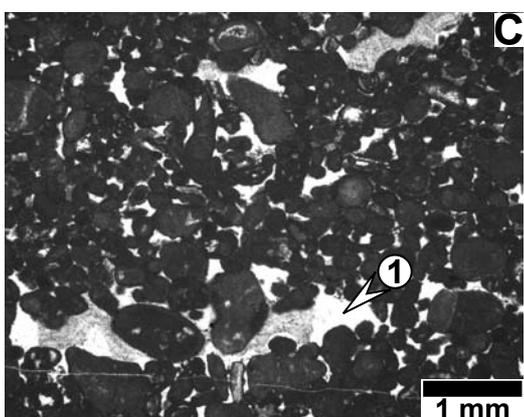
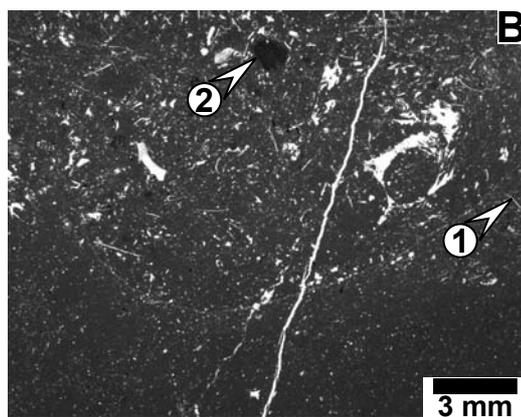
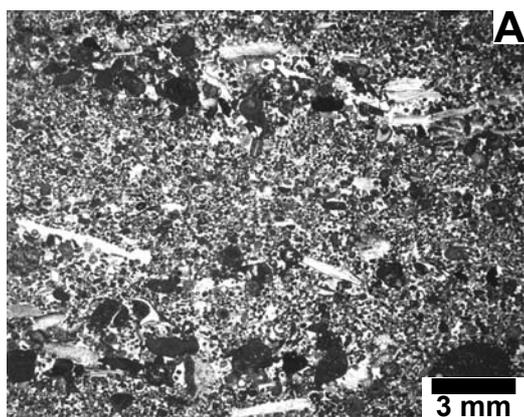
**E** - oosparite (grainstone), ooids bound by microbial filaments, facies eS3, external shoal in open lagoon, sample Re 2 (Fig. 2.1).

**F** - oosparite (grainstone), detail of E showing micrite envelopes and meniscus-type bridges, facies eS3, external shoal in open lagoon, sample Re 2 (Fig. 2.1).



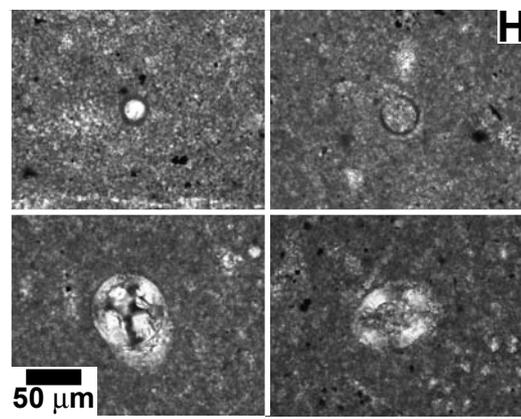
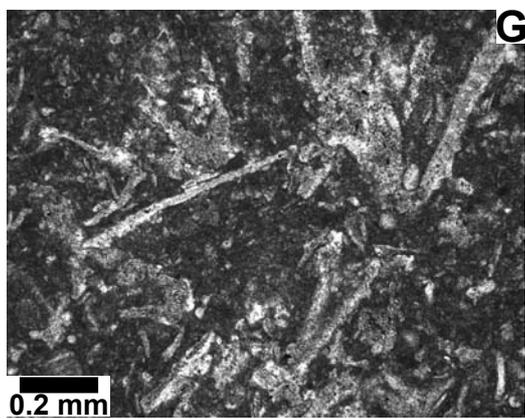
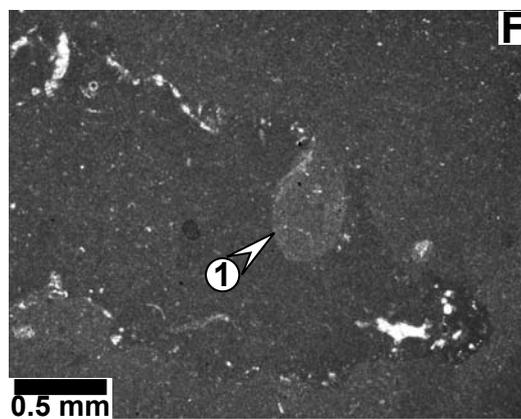
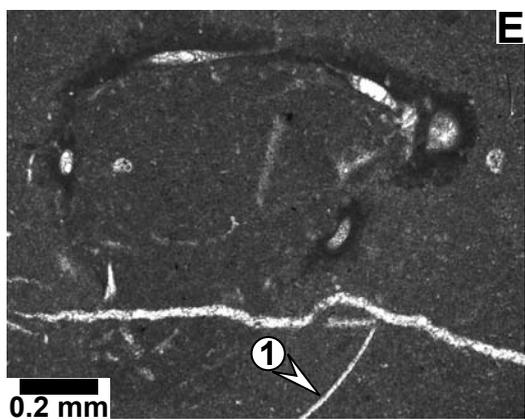
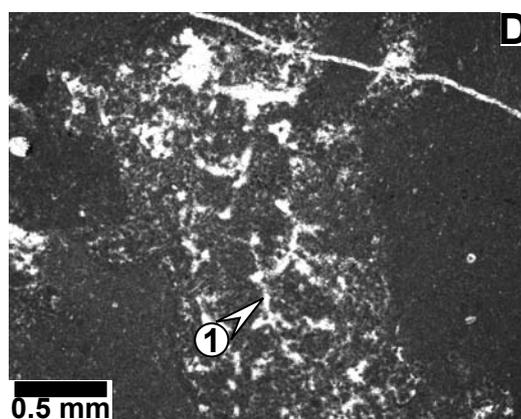
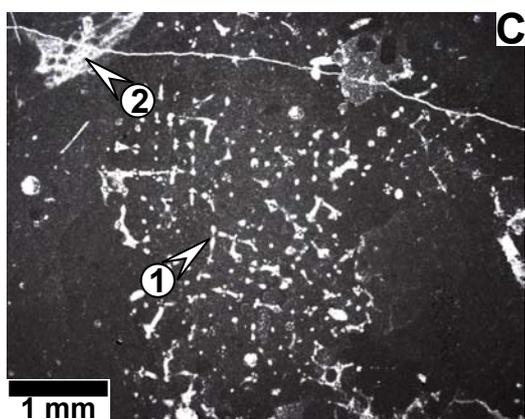
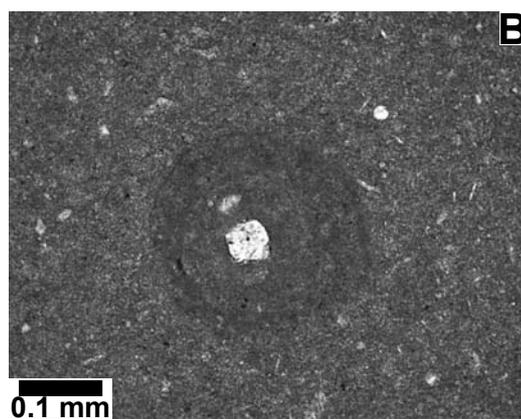
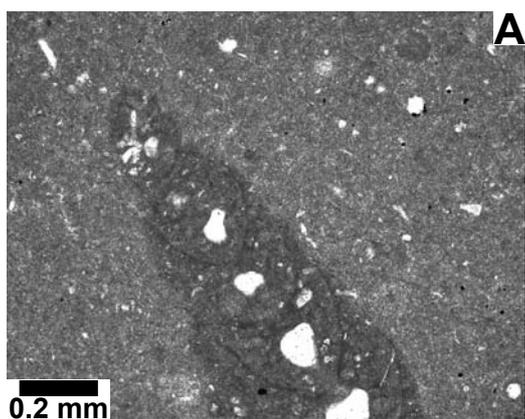
## PLATE 6 : HYDRAULIC AND DESICCATION STRUCTURES

- A** - pel-oosparite (grainstone), cross-bedding, facies eS2, external shoal, sample Co 189 (Fig. 2.1).
- B** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), coarse sediment layer with ostracods (1) and black pebbles (2), facies tc1, tidal channel (crevasse splay) or storm deposit, sample Re 29.8 (Fig. 2.1).
- C** - pel-onco-biomicroite/sparite (packstone/grainstone), keystone vugs (1), facies B, beach, sample Co 3 (Fig. 2.1).
- D** - pel-onco-biomicroite/sparite (packstone/grainstone), pendant cements, facies B, beach, sample Co 3 (Fig. 2.1).
- E** - pel-onco-biomicroite/sparite (packstone/grainstone), meniscus cements (1), facies B, beach, sample Co 3 (Fig. 2.1).
- F** - pel-onco-biomicroite/sparite (packstone/grainstone), calcrete, facies B, beach, sample Co 3 (Fig. 2.1).
- G** - micrite (mudstone), circum-granular cracks (1), facies m3, marsh (upper intertidal to supratidal), sample Pi 75 (Annex 1).
- H** - micrite (mudstone), gypsum pseudomorphs (1), facies rL1, restricted lagoon, sample Re 23.12 (Fig. 2.1).



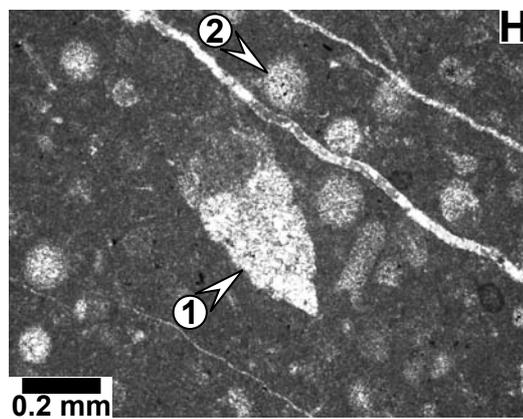
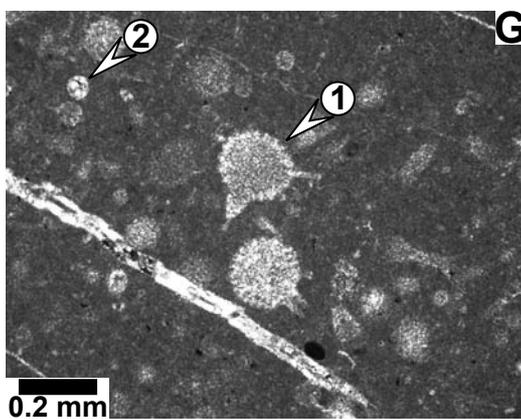
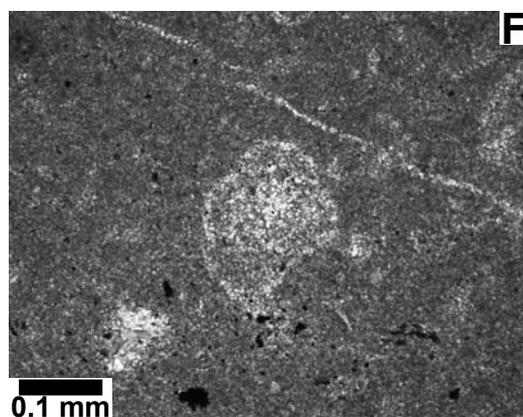
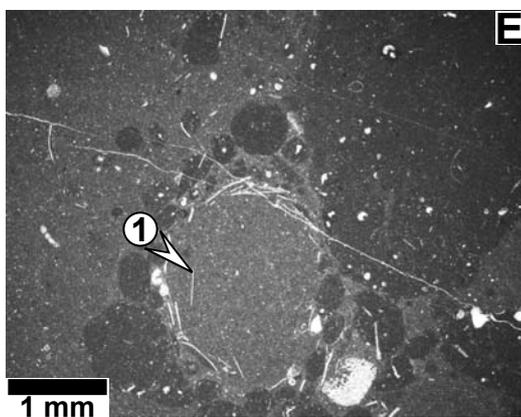
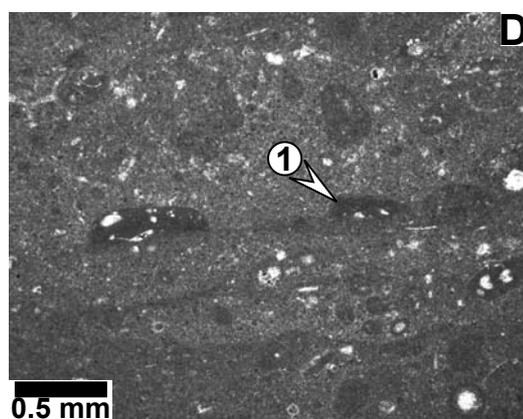
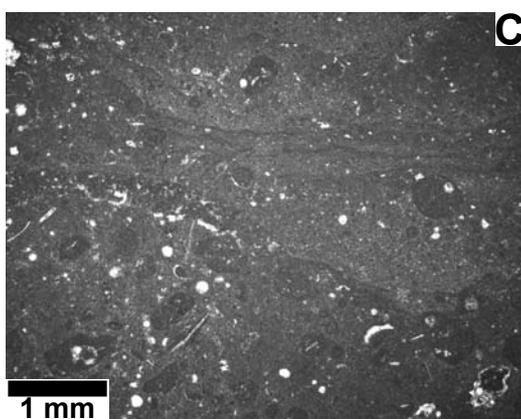
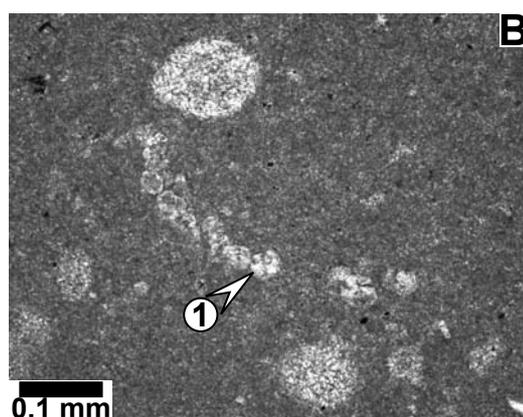
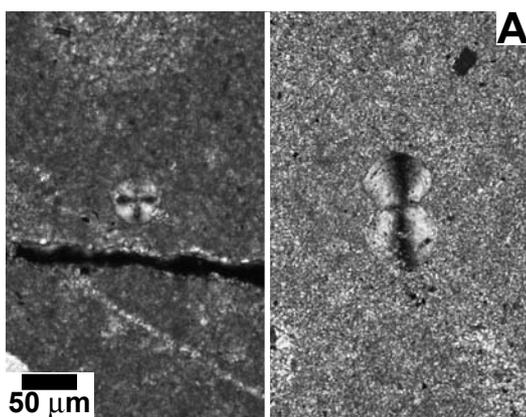
## PLATE 7 : BASIN MICROFACIES (1)

- A** - micrite (mudstone), longitudinal section of *Tubiphytes*,  
Crussol section, microfacies C6, sample Cr 23 (Fig. 3.1).
- B** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), transversal section of *Tubiphytes*,  
Crussol section, microfacies C5, sample Cr 4 (Fig. 3.1).
- C** - micrite (mudstone), calcified siliceous sponge and spicules (1),  
Crussol section, microfacies C6, sample Cr 24 (Fig. 3.1).
- D** - micrite (mudstone), tuberoïd composed of peloidal micrite ; siliceous sponge spicules (1) are still visible,  
Crussol section, microfacies C6, sample Cr 24 (Fig. 3.1).
- E** - micrite (mudstone), foraminifères encrusting the surface of a tuberoïd and filament (1), Crussol section,  
microfacies C1, sample Cr 21 (Fig. 3.1).
- F** - micrite (mudstone), boring in a tuberoïd (1),  
Crussol section, microfacies C6, sample Cr 24 (Fig. 3.1).
- G** - micrite (mudstone), *Saccocoma*,  
la Méouge section, microfacies M3, sample Me 57 (Fig. 3.1).
- H** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), calcispheres,  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, samples Oz 4, Oz 6 and Oz 7 (Fig. 3.1).



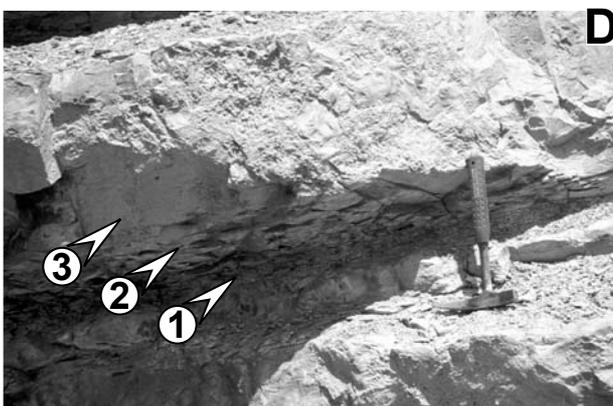
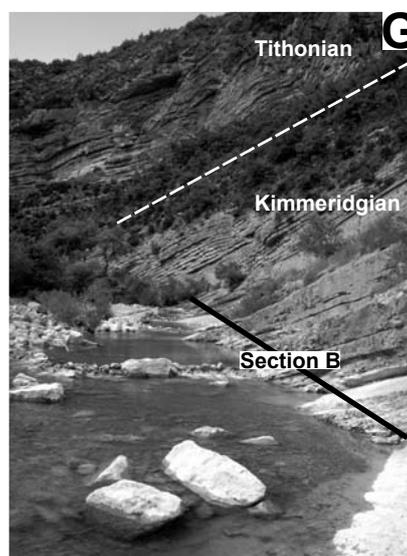
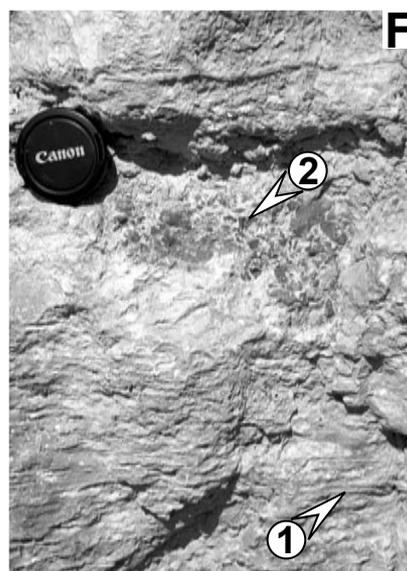
## PLATE 8 : BASIN MICROFACIES (2)

- A** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), *Globochaete*,  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, samples Oz 6 and Oz 7 (Fig. 3.1).
- B** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), row of *Globochaete*,  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, sample Oz 7 (Fig. 3.1).
- C** - micrite (mudstone), laminoid and peloidal crust,  
Crussol section, microfacies C1, sample Cr 31 (Fig. 3.1).
- D** - micrite (mudstone), laminoid crust and encrusting foraminifers (1),  
Crussol section, microfacies C1, sample Cr 31 (Fig. 3.1).
- E** - micrite (mudstone), burrow and filaments (1),  
Crussol section, microfacies C6, sample Cr 27 (Fig. 3.1).
- F** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), protoglobigerinid,  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, sample Oz 6 (Fig. 3.1).
- G** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), radiolarians (*Spumellaria*) (1) and calcisphere (2),  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, sample Oz 6 (Fig. 3.1).
- H** - micrite/biomicroite (mudstone/wackestone), *Nassellaria* (1) and *Spumellaria* (2) (radiolarians),  
Châteauneuf d'Oze section, microfacies Ch3, sample Oz 6 (Fig. 3.1).



## PLATE 9 : PLATFORM AND BASIN SECTIONS

- A** - transgressive surface of the third large-scale sequence (1) in the Gorge de Court section (metre 85, Fig. 4.14c).
- B** - slump (1) in the Châteauneuf d'Oze section (metre 20, Fig. 4.21a).
- C** - ammonites on the upper surface of the bed 177 in the Châteauneuf d'Oze section (metre 37, Fig. 4.21b).
- D** - marl-limestone alternation with progressive transition between marl (1), marly limestone (2) and limestone (3) in the la Méouge section (metre 40, Fig. 4.23b).
- E** - Gorges du Pichoux section (Fig. 4.12).
- F** - planar stromatolites (1) and multicoloured breccia (2) in the Péry-Reuchenette section (metre 96, Fig. 4.17c).
- G** - section B in the Gorges de la Méouge section (Fig. 4.23a, 4.23b) and limit between the Kimmeridgian and the Tithonian.





## ANNEXES

---

**Annexe 1:** *Principal microfacies occurring in the Jura Mountain sections and corresponding thin section numbers.*

**Annexe 2:** *Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the Montagne de Crussol section.*

**Annexe 3:** *Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the Châteauneuf d'Oze section.*

**Annexe 4:** *Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the la Méeouge section.*

**Annexe 5:** *Carbon and oxygen isotope ratios from the Gorges du Pichoux section.*

**Annexe 6:** *Clay percentages, goethite content and kalonite-to-illite ratio from the Gorges du Pichoux section.*

**Annexe 7:** *Palynofacies from the Gorges du Pichoux, Gorges de Court and Péry-Reuchenette sections.*

**Annexe 8:** *Trace-element results in the Pichoux section.*

Facies	Reuchenette Samples	Court Samples	Pichoux Samples
<b>TIDAL FLAT</b>			
<b>Pond</b>			
<b>p</b>	Re 17.9 (thrombolite/microbial mat), Re 27.32		
<b>Marsh (upper intertidal to supratidal)</b>			
<b>m1</b>	17.16 (planar fine laminae), 17.17, 17.23, 27.29, 25.6, 25.8, 25.17, 11.4, 15.3	Co 136, 132, 138b, 141b, 152	Pi 74, 84 (washover deposit), 169 (geopetal cement), 170
<b>m2</b>	Re 29.2, 29.3, 29.4, 25.5, 30.8, 9.5, 11.2		Pi 117
<b>m3</b>	Re 27.37, 29.6, 9.2 (reworking surface), 9.10	Co 130, 134, 136b, 155, 203	Pi 75 (circum-granular cracks), 89, 120, 132
<b>Intertidal flat (lower intertidal)</b>			
<b>if1</b>	Re 27.2, 29.1 (organic matter), 30.1, 30.2, 30.3, 30.4, 30.7	Co 175	Pi 70
<b>if2</b>	Re 17.8	Co 23, 57, 59, 62, 64, 126, 160, 199	
<b>Tidal channel</b>			
<b>tc1</b>	Re 29.7 (washover deposit), 29.8 (washover deposit, black pebbles)		
<b>tc2</b>			Pi 18
<b>BEACH</b>			
<b>B</b>		Co 3	Pi 72
<b>LAGOON</b>			
<b>Restricted lagoon</b>			
<b>rL1</b>	Re 17.1, 17.27, 29.5, 25.3 (microbial patch), 25.18, 23.12, 9.6, 11.1, 11.3, 15.6	Co 9, 10, 15, 26, 28, 36, 38, 131, 144b, 159, 161, 170, 171, 174 (ooids type 4), 183, 196 (ooids type 6), 202, 214	Pi 22, 69, 83, 86, 87, 91, 107, 118, 123, 125, 130b, 167
	Re 27.3, 27.8, 15.9, 15.10	Co 4 (charophytes), 5, 13, 14, 69, 123, 127, 176	
<b>rL2</b>	27.33 (thrombolite), 27.34	Co 139b, 142b, 154 (planar bedding), 163, 195	Pi 78, 121, 122, 136
<b>rL3</b>		Co 16, 17 (micrite/automicrite), 21 (quartz), 65, 128	Pi 26 (automicrite)
<b>Semi-restricted lagoon</b>			
<b>srL1</b>	Re 17.10 (charophytes, oncoids type 2), 27.26, 29.9 (siliceous sponge), 29.19, 29.20, 29.22, 29.23, 29.24, 30.6, 23.21, 9.1, 9.8 ( <i>Cladocoropsis</i> ), 10.8	CoS 4, CoS 6, CoS 9, CoS 10, Co 31 (hardground), 43, 50 (oncoids types 1 and 2), 53, 75 (charophytes), 83, 95, 96, 119, 135, 146b, 147b, 149b, 200, 231	Pi 20, 24, 37, 54, 109, 110, 116, 134, 173, 177, 183, 193, 195, 197, 198, 199, 206, 208, 217, 218, 220, 225, 231
<b>srL2</b>	Re 29.10, 29.11, 29.12, 29.13, 29.14, 29.15, 29.16, 29.21, 15.7 (gastropods)	Co 84, 93, 228	Pi 46, 77 (glauconie/chamosite, black pebbles), 93, 99, 102, 108, 135, 189, 211, 213
	Re 23.10, 23.20, 10.3, 10.5	Co 165 (black pebbles)	Pi 203
	Re 10.7, 11.6 ( <i>Clypeinea</i> )	Co 215	Pi 155
	Re 30.13, 11.13, 15.4, 15.5	Co 68, 139, 206, 226	
<b>srL3</b>		Co 29	Pi 127 (dolomite)
<b>srL4</b>			Pi 162
<b>srL5</b>	Re 15.11		Pi 96 (calcareous sponge), 97, 175
<b>srL6</b>	Re 17.7, 24.4		Pi 66, 158
	Re 10 (oncoids type 1), 12, 14 (benthic foraminifera)	CoS 2, CoS 3, CoS 5, CoS 7, CoS 8, CoS 13, CoS 14, CoS 15, CoS 16, CoS 17	Pi 128, 212
<b>srL7</b>	Re 27.25, 11.12, 15.2, 15.8	Co 78, 142 (bioturbation, benthic foraminifera), 148b (benthic foraminifera)	Pi 141, 142, 144, 152, 171
<b>srL8</b>	Re 8 (ooids type 2)	Co 194 (ooids types 4 and 6)	Pi 28 (ooids type 2, syndimentary cracking), 32 (ooids type 1 and 2), 33, 81
<b>srL9</b>		Co 6 (automicrite)	

Annexe 1: Principal microfacies occurring in the Jura Mountain sections and corresponding thin section numbers. Typical thin sections are indicated in bold.

**Sheltered lagoon**

<b>sL1</b>	Re 29.17, 29.18, <b>23.13</b> , 9.7, 10.4	Co 182, 224	Pi 15, 36, 146
	Re <b>27.24</b> , 10.2	<b>Co 145b</b>	Pi 63, 64, 101, 106, 145 (Fe), 174, <b>185</b> (serpulids, <i>Lithocodium</i> ), 187
<b>sL2</b>	Re <b>17.3</b> , 17.14, 17.15	<b>Co 74</b> ( <i>Acicularia</i> )	Pi 48, 50, 90, 98, 235
<b>sL3</b>	Re <b>29.25</b> (micro-encrusters, oncoids types 1 and 2)	Co 46, <b>47</b> , 218	Pi 35, 44, 104, <b>105</b> , 201
<b>sL4</b>			Pi 40
<b>sL5</b>	Re 17.11, 17.18, 17.25, 24.3, 27.9, 27.10, 27.12, 27.16, <b>27.18</b> , 25.11, 30.5, 30.9 ( <i>Marinella</i> , <i>Troglotella</i> ), 30.10, 30.11, 23.5, 15.1	<b>Co 41, 45, 219</b>	Pi 43
<b>sL6</b>			Pi 222
<b>sL7</b>		<b>Co 25</b> , 27, 81, 223	Pi 234
	Re <b>27.19</b> , 30.12 (charophytes)		Pi 17, 60
			Pi 41

**Open lagoon**

<b>oL1</b>	Re <b>17.29</b> , 24.1, 24.2 (firmground)		
<b>oL2</b>			Pi 34
<b>oL3</b>	Re 13 (benthic foraminifera), <b>17.24</b> (benthic foraminifera), 23.7	<b>Co 70</b> ( <i>Chondrites</i> ), 71, <b>90</b> , 91, <b>212</b>	Pi 52, 53, 57, 58, 73, 79, 80, 147, 149, 153, 190, 228
	Re 29.11		Pi 113, 137
	Re 27.5, 27.6, <b>27.7</b> , 27.15, 27.17, 23.4, 23.6, 23.14, 23.15	<b>Co 76, 79</b>	<b>Pi 27</b>
		<b>Co 185</b>	
<b>oL4</b>	Re <b>29.26</b> , 29.27 (lithoclasts)		
<b>oL5</b>		<b>Co 18</b> (tidal channel), 19, 24, 222	
	Re 17.19	<b>Co 178, 179</b>	

**SHOALS****Inactive internal**

<b>iS1</b>	Re <b>10.6</b> (benthic foraminifera), 11.7 (planar lamination, <i>Campbelliella</i> )		
<b>iS2</b>	Re <b>17</b> , 25.9	CoS 12	
		Co 138, <b>177</b>	Pi 216, 221

**Active internal**

<b>iS3</b>			Pi 19
<b>iS4</b>			Pi 92
<b>iS5</b>		<b>Co 1</b> (oids type 2)	Pi 29 (oids type 1)

**External (active and inactive)**

<b>eS1</b>		Co 191, <b>192</b>	
<b>eS2</b>		<b>Co 188, 189</b> (calcareous sponge)	
<b>eS3</b>	Re <b>2</b>		
	Re <b>3</b> (lithoclasts), Re <b>5</b>		

Couplet	L1 (cm)	L2 (cm)	L3 (cm)	L4 (cm)	L5 (cm)	Thickness of couplet (cm)	1*	L1 %	2*	L2 %	L3 %	L4 %	L5 %
1	25	0	0	0	0	25		100		0	0	0	0
2	60	0	25	0	0	85		71		0	29	0	0
3	15	0	0	0	0	15	56	100	80	0	0	0	0
4	40	75	30	0	0	145	58	28	74	52	21	0	0
5	10	0	0	0	0	10	51	100	78	0	0	0	0
6	25	0	10	0	0	35	52	71	73	0	29	0	0
7	45	0	5	0	0	50	29	90	87	0	10	0	0
8	15	0	5	0	0	20	41	75	86	0	25	0	0
9	30	0	0	0	0	30	40	100	78	0	0	0	0
10	65	0	5	0	0	70	46	93	76	0	7	0	0
11	10	0	0	20	0	30	71	33	72	0	0	67	0
12	65	5	0	10	0	80	71	81	72	6.25	0	13	0
13	75	40	30	0	0	145	75	52	55	28	21	0	0
14	30	0	0	0	0	30	86	100	58	0	0	0	0
15	10	65	0	15	0	90	73	11	55	72	0	17	0
16	40	30	15	0	0	85	47	47	58	35	18	0	0
17	10	0	0	0	5	15	50	67	43	0	0	0	33
18	10	0	0	0	5	15	50	67	58	0	0	0	33
19	10	0	10	0	25	45	34	22	69	0	22	0	56
20	80	0	10	0	0	90	42	89	76	0	11	0	0
21	5	0	0	0	0	5	46	100	82	0	0	0	0
22	55	0	0	0	0	55	39	100	98	0	0	0	0
23	35	0	0	0	0	35	24	100	87	0	0	0	0
24	10	0	0	0	0	10	54	100	87	0	0	0	0
25	5	5	0	0	5	15	48	33	75	33	0	0	33
26	155	0	0	0	0	155	52	100	71	0	0	0	0
27	10	0	15	0	0	25	55	40	71	0	60	0	0
28	45	0	10	0	0	55	54	82	84	0	18	0	0
29	25	0	0	0	0	25	33	100	72	0	0	0	0
30	10	0	0	0	0	10	40	100	83	0	0	0	0
31	20	15	0	15	0	50	31	40	86	30	0	30	0
32	55	0	0	0	5	60	29	92	86	0	0	0	8
33	10	0	0	0	0	10	33	100	86	0	0	0	0
34	15	0	0	0	0	15	28	100	98	0	0	0	0
35	30	0	0	0	0	30	22	100	93	0	0	0	0
36	25	0	0	0	0	25	29	100	93	0	0	0	0
37	20	10	0	0	0	30	30	67	78	33	0	0	0
38	45	0	0	0	0	45	27	100	78	0	0	0	0
39	5	10	0	0	5	20	27	25	78	50	0	0	25
40	15	0	0	0	0	15	32	100	81	0	0	0	0
41	25	0	0	0	0	25	29	100	81	0	0	0	0
42	45	0	10	0	0	55	35	82	86	0	18	0	0
43	30	0	0	0	0	30	33	100	86	0	0	0	0
44	25	0	0	25	0	50	40	50	78	0	0	50	0
45	5	0	0	0	0	5	30	100	82	0	0	0	0
46	35	0	25	0	0	60	33	58	75	0	42	0	0
47	5	0	0	0	0	5	43	100	79	0	0	0	0
48	30	0	0	15	0	45	53	67	77	0	0	33	0
49	70	0	30	0	0	100	43	70	86	0	30	0	0
50	50	0	0	0	5	55	48	91	79	0	0	0	9
51	10	0	0	0	0	10	51	100	79	0	0	0	0
52	20	10	0	0	0	30	37	67	78	33	0	0	0
53	40	0	20	0	0	60	38	67	67	0	33	0	0
54	20	10	0	0	0	30	56	67	57	33	0	0	0
55	20	10	0	0	30	60	64	33	52	17	0	0	50
56	50	0	50	0	0	100	68	50	47	0	50	0	0
57	30	0	40	0	0	70	84	43	47	0	57	0	0

**Legend**

L1: limestones

L2: limestones with thin argillaceous layers

L3: limestones with thick argillaceous layers

L4: marls with lenses of limestones

L5: marls

1\*: moving average of couplet thicknesses calculated from five values

2\*: moving average of limestone percentage calculated from five values

**Annexe 2:** Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the Montagne de Crussol section. Grey cells correspond to the studied interval.

58	35	0	45	0	0	80	93	43.75	56	0	56	0	0
59	70	0	20	0	20	110	99	64	62	0	18	0	18
60	85	0	0	0	20	105	96	81	71	0	0	0	19
61	100	0	30	0	0	130	92	77	72	0	23	0	0
62	50	0	0	0	5	55	87	91	70	0	0	0	9
63	30	0	30	0	0	60	91	50	69	0	50	0	0
64	45	0	40	0	0	85	83	53	70	0	47	0	0
65	90	15	0	0	20	125	94	72	66	12	0	0	16
66	75	0	15	0	0	90	101	83	72	0	17	0	0
67	80	10	20	0	0	110	97	73	75	9	18	0	0
68	75	0	0	0	20	95	89	79	75	0	0	0	21
69	45	0	20	0	0	65	91	69	72	0	31	0	0
70	60	0	25	0	0	85	86	71	71	0	29	0	0
71	70	0	25	5	0	100	90	70	66	0	25	5	0
72	55	0	0	30	0	85	90	65	63	0	0	35	0
73	65	10	20	20	0	115	89	57	62	9	17	17	0
74	35	0	0	30	0	65	82	54	63	0	0	46	0
75	50	15	15	0	0	80	82	62.5	64	19	19	0	0
76	50	0	0	15	0	65	69	77	73	0	0	23	0
77	60	10	10	5	0	85	75	71	75	12	12	6	0
78	50	0	0	0	0	50	84	100	68	0	0	0	0
79	60	0	0	35	0	95	74	63	66	0	0	37	0
80	35	25	0	65	0	125	65	28	64	20	0	52	0
81	10	5	0	0	0	15	62	67	58	33	0	0	0
82	25	0	0	15	0	40	52	63	55	0	0	38	0
83	25	0	0	10	0	35	37	71	63	0	0	29	0
84	20	0	0	25	0	45	54	44	70	0	0	56	0
85	35	0	0	15	0	50	47	70	77	0	0	30	0
86	100	0	0	0	0	100	64	100	82	0	0	0	0
87	5	0	0	0	0	5	62	100	93	0	0	0	0
88	115	0	0	0	5	120	66	96	91	0	0	0	4
89	35	0	0	0	0	35	54	100	91	0	0	0	0
90	40	0	0	30	0	70	57	57	91	0	0	43	0
91	40	0	0	0	0	40	39	100	85	0	0	0	0
92	20	0	0	0	0	20	38	100	68	0	0	0	0
93	20	0	0	10	0	30	39	67	73	0	0	33	0
94	5	0	15	10	0	30	40	17	73	0	50	33	0
95	60	0	10	5	0	75	37	80	73	0	13	7	0
96	45	0	0	0	0	45	38	100	79	0	0	0	0
97	5	0	0	0	0	5	69	100	93	0	0	0	0
98	35	0	0	0	0	35	86	100	92	0	0	0	0
99	160	20	0	5	0	185	85	86	84	11	0	3	0
100	115	0	0	45	0	160	96	72	78	0	0	28	0
101	25	0	0	15	0	40	97	63	70	0	0	38	0
102	40	0	10	10	0	60	74	67	68	0	17	17	0
103	25	15	0	0	0	40	59	63	65	38	0	0	0
104	55	15	0	0	0	70	67	79	56	21	0	0	0
105	45	0	40	0	0	85	67	53	58	0	47	0	0
106	15	10	10	45	0	80	115	19	65	13	13	56	0
107	45	15	0	0	0	60	104	75	62	25	0	0	0
108	275	0	0	0	5	280	96	98	70	0	0	0	2
109	10	0	0	0	5	15	85	67	82	0	0	0	33
110	40	0	0	0	5	45	75	89	87	0	0	0	11
111	20	0	5	0	0	25	35	80	85	0	20	0	0
112	10	0	0	0	0	10	61	100	91	0	0	0	0
113	70	0	10	0	0	80	54	88	94	0	13	0	0
114	145	0	0	0	0	145	62	100	93	0	0	0	0
115	10	0	0	0	0	10	65	100	93	0	0	0	0
116	50	0	15	0	0	65	57	77	88	0	23	0	0
117	25	0	0	0	0	25	44	100	83	0	0	0	0
118	25	15	0	0	0	40	85	63	82	38	0	0	0
119	60	20	0	0	0	80	82	75	77	25	0	0	0
120	210	0	0	5	0	215	87	98	69	0	0	2	0
121	25	15	0	10	0	50	88	50	77	30	0	20	0
122	30	0	20	0	0	50	82	60	82	0	40	0	0
123	45	0	0	0	0	45	65	100	80	0	0	0	0
124	50	0	0	0	0	50	66	100	86	0	0	0	0
125	115	0	5	10	0	130	75	88	94	0	4	8	0
126	45	0	0	10	0	55	83	82	88	0	0	18	0
127	95	0	0	0	0	95	89	100	84	0	0	0	0
128	60	20	5	0	0	85	82	71	87	24	6	0	0
129	65	15	0	0	0	80	71	81	70	19	0	0	0
130	95	0	0	0	0	95	52	100	50	0	0	0	0

131	60	0	0	0	0	60	82	100	96	0	0	0	0
132	35	0	0	0	0	35	82	100	98	0	0	0	0
133	140	0	0	0	0	140	66	100	98	0	0	0	0
134	70	0	0	10	0	80	60	88	98	0	0	13	0
135	15	0	0	0	0	15	65	100	98	0	0	0	0
136	30	0	0	0	0	30	39	100	98	0	0	0	0
137	60	0	0	0	0	60	40	100	100	0	0	0	0
138	10	0	0	0	0	10		100		0	0	0	0
139	85	0	0	0	0	85		100		0	0	0	0

Couplet	L1 (cm)	L2 (cm)	L3 (cm)	L4 (cm)	Thickness of couplet (cm)	1*	L1 percentage	2*	L2 percentage	L3 percentage	L4 percentage
1	30	0	0	0	30		100		0	0	0
2	45	0	3	0	48		94		0	6.25	0
3	9	3	0	0	12	20	75	90	25	0	0
4	5	0	0	1	6	18	83	86	0	0	17
5	3	0	0	0	3	11	100	87	0	0	0
6	16	0	5	0	21	19	76	92	0	24	0
7	12	0	0	0	12	20	100	95	0	0	0
8	55	0	0	0	55	25	100	91	0	0	0
9	9	0	0	0	9	21	100	95	0	0	0
10	20	0	0	6	26	22	77	95	0	0	23
11	3	0	0	0	3	29	100	87	0	0	0
12	15	0	0	0	15	36	100	81	0	0	0
13	54	19	17	0	90	37	60	85	21	19	0
14	32	13	3	0	48	44	67	85	27	6	0
15	28	0	0	0	28	44	100	82	0	0	0
16	40	0	0	0	40	28	100	82	0	0	0
17	10	0	2	0	12	23	83	84	0	17	0
18	6	0	4	0	10	23	60	70	0	40	0
19	18	0	5	0	23	25	78	61	0	22	0
20	9	0	21	0	30	30	30	52	0	70	0
21	27	0	25	0	52	35	52	60	0	48	0
22	14	20	0	0	34	48	41	51	59	0	0
23	33	0	0	1	34	55	97	60	0	0	3
24	30	18	13	30	91	47	33	70	20	14	33
25	50	15	0	0	65	71	77	69	23	0	0
26	13	0	0	0	13	69	100	70	0	0	0
27	60	25	23	46	154	61	39	69	16	15	30
28	22	0	0	0	22	61	100	64	0	0	0
29	16	0	8	27	51	66	31	50	0	16	53
30	32	0	13	22	67	46	48	58	0	19	33
31	12	2	6	18	38	49	32	58	5	16	47
32	43	11	0	0	54	46	80	71	20	0	0
33	35	1	0	0	36	36	97	82	3	0	0
34	37	0	0	0	37	31	100	95	0	0	0
35	14	0	0	0	14	28	100	96	0	0	0
36	12	0	0	0	12	21	100	96	0	0	0
37	32	0	7	0	39	18	82	90	0	18	0
38	2	0	0	0	2	18	100	80	0	0	0
39	16	0	0	8	24	17	67	80	0	0	33
40	6	0	0	6	12	10	50	83	0	0	50
41	6	0	0	0	6	13	100	83	0	0	0
42	8	0	0	0	8	15	100	74	0	0	0
43	13	0	0	0	13	14	100	84	0	0	0
44	7	9	12	9	37	20	19	74	24	32	24
45	7	0	0	0	7	22	100	74	0	0	0
46	19	6	5	6	36	24	53	74	17	14	17
47	19	0	0	0	19	18	100	91	0	0	0
48	22	0	0	0	22	17	100	84	0	0	0
49	5	0	0	0	5	23	100	85	0	0	0
50	2	1	0	0	3	28	67	72	33	0	0
51	37	9	11	7	64	26	58	70	14	17	11
52	16	0	7	22	45	28	36	69	0	16	49
53	12	1	0	0	13	37	92	64	8	0	0
54	12	1	0	0	13	25	92	72	8	0	0
55	20	0	19	9	48	24	42	73	0	40	19
56	6	0	0	0	6	37	100	65	0	0	0

**Legend**

L1: limestones

L2: argillaceous limestones

L3: calcareous marls

L4: marls

1\*: moving average of couplet thicknesses calculated from five values

2\*: moving average of limestone percentage calculated from five values

**Annexe 3:** Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the Châteauneuf d'Oze section. Grey cells correspond to the studied interval.

57	15	0	0	26	41	47	37	57	0	0	63
58	42	0	4	31	77	41	55	68	0	5	40
59	34	0	0	31	65	54	52	56	0	0	48
60	16	1	0	0	17	49	94	69	6	0	0
61	30	18	2	18	68	45	44	61	26	3	26
62	18	0	0	0	18	34	100	70	0	0	0
63	8	9	37	4	58	91	14	65	16	64	7
64	10	0	0	0	10	81	100	76	0	0	0
65	200	0	0	100	300	89	67	76	0	0	33
66	20	0	0	0	20	85	100	78	0	0	0
67	57	0	0	0	57	97	100	78	0	0	0
68	10	0	7	23	40	44	25	68	0	18	58
69	69	0	0	0	69	42	100	68	0	0	0
70	5	0	15	16	36	32	14	65	0	42	44
71	8	0	0	0	8	38	100	71	0	0	0
72	6	1	0	0	7	33	86	68	14	0	0
73	38	0	10	20	68	30	56	73	0	15	29
74	38	0	0	7	45	33	84	73	0	0	16
75	9	6	0	9	24	34	37.5	76	25	0	38
76	23	0	0	0	23	32	100	66	0	0	0
77	10	0	0	0	10	25	100	69	0	0	0
78	4	26	10	20	60	31	7	72	43	17	33
79	8	0	0	0	8	29	100	72	0	0	0
80	28	8	17	0	53	30	53	72	15	32	0
81	12	0	0	0	12	35	100	72	0	0	0
82	15	0	0	0	15	41	100	65	0	0	0
83	8	17	7	56	88	42	9	65	19	8	64
84	24	0	14	0	38	47	63	56	0	37	0
85	30	0	8	20	58	59	52	41	0	14	34
86	21	0	15	0	36	49	58	53	0	42	0
87	17	45	15	0	77	45	22	60	58	19	0
88	25	0	12	0	37	40	68	70	0	32	0
89	18	0	0	0	18	41	100	72	0	0	0
90	30	0	0	0	30	30	100	87	0	0	0
91	28	0	13	0	41	26	68	79	0	32	0
92	22	0	0	0	22	32	100	65	0	0	0
93	5	0	15	0	20	32	25	56	0	75	0
94	15	30	0	0	45	29	33	53	67	0	0
95	16	15	0	0	31	31	52	41	48	0	0
96	15	0	12	0	27	33	56	42	0	44	0
97	12	0	15	5	32	35	37.5	54	0	47	16
98	10	0	6	13	29	39	34	63	0	21	45
99	50	4	0	0	54	36	93	71	7	0	0
100	49	3	0	1	53	46	92	74	6	0	2
101	10	0	0	0	10	49	100	80	0	0	0
102	40	0	5	37	82	39	49	82	0	6	45
103	30	0	0	14	44	36	68	80	0	0	32
104	7	0	0	0	7	39	100	80	0	0	0
105	30	0	0	6	36	34	83	89	0	0	17
106	26	0	0	0	26	36	100	92	0	0	0
107	54	0	3	0	57	38	95	82	0	5	0
108	43	0	0	9	52	38	83	75	0	0	17
109	10	0	0	11	21	37	48	70	0	0	52
110	16	0	0	16	32	29	50	70	0	0	50
111	17	3	0	3	23	21	74	73	13	0	13
112	14	0	1	0	15	17	93	83	0	7	0
113	13	0	0	0	13	16	100	87	0	0	0
114	4	0	0	0	4	24	100	78	0	0	0
115	18	0	8	0	26	24	69	72	0	31	0
116	16	0	7	38	61	25	26	72	0	11	62
117	10	0	0	5	15	31	67	65	0	0	33
118	18	0	0	0	18		100		0	0	0
119	24	0	0	13	37		65		0	0	35

Couplet	L1 (cm)	L2 (cm)	L3 (cm)	L4 (cm)	Thickness of couplet (cm)	1*	L1 percentage	2*	L2 percentage	L3 percentage	L4 percentage
1	60	0	5	5	70		86		0	7	7
2	30	0	0	5	35		86		0	0	14
3	75	10	0	0	85	49	88	85	12	0	0
4	20	5	0	0	25	50	80	85	20	0	0
5	25	5	0	0	30	60	83	85	17	0	0
6	65	0	0	10	75	47	87	83	0	0	13
7	75	0	5	5	85	55	88	82	0	6	6
8	15	5	0	0	20	62	75	78	25	0	0
9	50	0	5	10	65	53	77	74	0	8	15
10	40	25	0	0	65	52	62	71	38	0	0
11	20	10	0	0	30	65	67	72	33	0	0
12	60	0	5	15	80	70	75	74	0	6	19
13	70	0	0	15	85	73	82	71	0	0	18
14	75	0	5	10	90	76	83	71	0	6	11
15	40	20	20	0	80	74	50	72	25	25	0
16	30	0	15	0	45	71	67	74	0	33	0
17	55	0	5	10	70	68	79	76	0	7	14
18	65	0	0	5	70	56	93	86	0	0	7
19	70	0	0	5	75	62	93	93	0	0	7
20	20	0	0	0	20	53	100	97	0	0	0
21	75	0	0	0	75	40	100	99	0	0	0
22	25	0	0	0	25	38	100	100	0	0	0
23	5	0	0	0	5	41	100	100	0	0	0
24	65	0	0	0	65	39	100	100	0	0	0
25	35	0	0	0	35	42	100	100	0	0	0
26	65	0	0	0	65	45	100	100	0	0	0
27	40	0	0	0	40	45	100	98	0	0	0
28	20	0	0	0	20	45	100	96	0	0	0
29	60	0	0	5	65	48	92	93	0	0	8
30	30	0	0	5	35	59	86	91	0	0	14
31	70	0	0	10	80	69	88	82	0	0	13
32	85	0	0	10	95	66	89	76	0	0	11
33	40	0	10	20	70	77	57	77	0	14	29
34	30	5	10	5	50	63	60	79	10	20	10
35	80	5	0	5	90	49	89	69	6	0	6
36	10	0	0	0	10	46	100	74	0	0	0
37	10	5	10	0	25	49	40	81	20	40	0
38	45	0	0	10	55	37	82	79	0	0	18
39	60	5	0	0	65	38	92	73	8	0	0
40	25	0	5	0	30	37	83	75	0	17	0
41	10	0	5	0	15	34	67	78	0	33	0
42	10	0	10	0	20	36	50	79	0	50	0
43	40	0	0	0	40	33	100	75	0	0	0
44	70	0	0	5	75	33	93	69	0	0	7
45	10	5	0	0	15	31	67	69	33	0	0
46	5	0	10	0	15	35	33	64	0	67	0
47	5	5	0	0	10	24	50	65	50	0	0
48	45	5	0	10	60	22	75	72	8	0	17
49	20	0	0	0	20	21	100	85	0	0	0
50	5	0	0	0	5	21	100	95	0	0	0
51	10	0	0	0	10	24	100	96	0	0	0
52	10	0	0	0	10	22	100	96	0	0	0
53	60	5	10	0	75	28	80	93	7	13	0
54	10	0	0	0	10	28	100	83	0	0	0
55	30	0	0	5	35	29	86	83	0	0	14
56	5	0	0	5	10	18	50	72	0	0	50
57	15	0	0	0	15	24	100	65	0	0	0
58	5	0	15	0	20	22	25	60	0	75	0

**Legend**

L1: limestones

L2: argillaceous limestones

L3: calcareous marls

L4: marls

1\*: moving average of couplet thicknesses calculated from five values

2\*: moving average of limestone percentage calculated from five values

**Annexe 4:** Thicknesses of marl-limestone couplets and percentages of several lithologies, which compose marl-limestone couplets, in the la Méouge section. Grey cells correspond to the studied interval.

59	25	5	10	0	40	23	62.5	56	13	25	0
60	15	5	5	0	25	27	60	48	20	20	0
61	5	5	5	0	15	30	33	51	33	33	0
62	20	5	10	0	35	48	57	51	14	29	0
63	15	5	0	15	35	53	43	55	14	0	43
64	80	15	35	0	130	54	62	68	12	27	0
65	40	0	0	10	50	61	80	71	0	0	20
66	20	0	0	0	20	59	100	71	0	0	0
67	50	0	0	20	70	40	71	70	0	0	29
68	10	0	0	15	25	35	40	66	0	0	60
69	20	0	0	15	35	37	57	59	0	0	43
70	15	0	0	10	25	30	60	59	0	0	40
71	20	5	5	0	30	30	67	67	17	17	0
72	25	5	5	0	35	31	71	66	14	14	0
73	20	0	0	5	25	30	80	69	0	0	20
74	20	10	0	10	40	36	50	70	25	0	25
75	15	0	5	0	20	37	75	71	0	25	0
76	45	5	0	10	60	36	75	65	8	0	17
77	30	0	5	5	40	33	75	67	0	12.5	13
78	10	0	5	5	20	33	50	67	0	25	25
79	15	0	10	0	25	28	60	63	0	40	0
80	15	0	0	5	20	30	75	64	0	0	25
81	20	0	5	10	35	41	57	69	0	14	29
82	40	0	0	10	50	40	80	67	0	0	20
83	55	5	0	15	75	41	73	56	7	0	20
84	10	5	5	0	20	42	50	55	25	25	0
85	5	10	10	0	25	43	20	51	40	40	0
86	20	0	0	20	40	40	50	50	0	0	50
87	35	5	0	15	55	52	64	54	9	0	27
88	40	0	0	20	60	56	67	61	0	0	33
89	55	0	0	25	80	58	69	69	0	0	31
90	25	0	5	15	45	51	56	66	0	11	33
91	45	0	0	5	50	51	90	65	0	0	10
92	10	5	0	5	20	46	50	65	25	0	25
93	35	10	15	0	60	52	58	70	17	25	0
94	40	5	5	5	55	53	73	63	9	9	9
95	60	0	15	0	75	65	80	68	0	20	0
96	30	10	15	0	55	67	55	71	18	27	0
97	60	0	0	20	80	70	75	69	0	0	25
98	50	0	10	10	70	67	71	66	0	14	14
99	45	10	15	0	70	72	64	65	14	21	0
100	40	0	5	15	60	64	67	58	0	8	25
101	40	20	20	0	80	64	50	57	25	25	0
102	15	5	0	20	40	62	38	59	12.5	0	50
103	45	15	0	10	70	66	64	60	21	0	14
104	45	0	5	10	60	61	75	69	0	8	17
105	60	0	0	20	80	57	75	66	0	0	25
106	50	5	0	0	55	55	91	67	9	0	0
107	5	0	0	15	20	57	25	66	0	0	75
108	40	0	10	10	60	53	67	66	0	17	17
109	50	0	0	20	70	56	71	65	0	0	29
110	45	0	0	15	60	65	75	72	0	0	25
111	60	0	0	10	70	59	86	75	0	0	14
112	40	10	0	15	65	48	62	68	15	0	23
113	25	5	0	0	30	45	83	62	17	0	0
114	5	10	0	0	15	41	33	61	67	0	0
115	20	0	0	25	45	37	44	64	0	0	56
116	40	0	5	5	50	39	80	62	0	10	10
117	35	0	0	10	45	43	78	73	0	0	22
118	30	10	0	0	40	40	75	77	25	0	0
119	30	5	0	0	35	33	86	68	14	0	0
120	20	0	0	10	30	33	67	65	0	0	33
121	5	0	0	10	15	35	33	62	0	0	67
122	30	0	15	0	45	40	67	57	0	33	0
123	30	0	20	0	50	40	60	60	0	40	0
124	35	10	15	0	60	40	58	60	17	25	0
125	25	0	5	0	30	42	83	60	0	17	0
126	5	0	5	5	15	40	33	65	0	33	33
127	35	0	0	20	55	33	64	58	0	0	36
128	35	5	0	0	40	34	88	49	13	0	0
129	5	0	5	15	25	39	20	60	0	20	60
130	15	0	20	0	35	28	43	48	0	57	0
131	35	5	0	0	40	20	88	30	13	0	0

132	60	10	0	0	70	54	86	69	14	0	0
133	30	0	5	25	60	55	50	75	0	8	42
134	50	0	5	10	65	50	77	78	0	8	15
135	30	0	10	0	40	39	75	80	0	25	0
136	15	0	0	0	15	36	100	90	0	0	0
137	15	0	0	0	15	27	100	90	0	0	0
138	45	0	0	0	45	23	100	95	0	0	0
139	15	0	0	5	20	30	75	91	0	0	25
140	20	0	0	0	20	29	100	81	0	0	0
141	40	0	0	10	50	23	80	81	0	0	20
142	5	0	0	5	10	21	50	76	0	0	50
143	15	0	0	0	15	21	100	61	0	0	0
144	5	0	5	0	10	16	50	65	0	50	0
145	5	5	0	10	20	17	25	68	25	0	50
146	25	0	0	0	25	20	100	52	0	0	0
147	10	0	5	0	15	26	67	59	0	33	0
148	5	10	0	15	30	35	17	73	33	0	50
149	35	0	0	5	40	42	88	66	0	0	13
150	60	0	0	5	65	45	92	63	0	0	8
151	40	0	0	20	60	44	67	79	0	0	33
152	15	0	0	15	30	44	50	79	0	0	50
153	25	0	0	0	25	38	100	75	0	0	0
154	35	0	5	0	40	40	88	80	0	13	0
155	25	10	0	0	35	36	71	80	29	0	0
156	65	0	0	5	70	40	93	76	0	0	7
157	5	0	5	0	10	46	50	78	0	50	0
158	35	0	0	10	45	52	78	84	0	0	22
159	70	0	0	0	70	44	100	86	0	0	0
160	65	0	0	0	65	51	100	91	0	0	0
161	30	0	0	0	30	45	100	96	0	0	0
162	35	0	10	0	45	33	78	96	0	22	0
163	15	0	0	0	15	24	100	91	0	0	0
164	10	0	0	0	10	20	100	91	0	0	0
165	15	0	0	5	20	28	75	94	0	0	25
166	10	0	0	0	10	28	100	87	0	0	0
167	80	0	0	5	85	40	94	87	0	0	6
168	10	0	0	5	15	50	67	92	0	0	33
169	70	0	0	0	70	53	100	80	0	0	0
170	70	0	0	0	70	47	100	76	0	0	0
171	10	0	0	15	25	47	40	76	0	0	60
172	40	0	0	15	55	34	73	76	0	0	27
173	10	0	0	5	15	31	67	72	0	0	33
174	5	0	0	0	5	34	100	82	0	0	0
175	45	0	0	10	55	25	82	77	0	0	18
176	35	0	0	5	40	32	87.5	80	0	0	13
177	5	0	0	5	10	38	50	77	0	0	50
178	40	0	0	10	50	33	80	81	0	0	20
179	30	0	0	5	35	31	86	83	0	0	14
180	30	0	0	0	30	34	100	93	0	0	0
181	30	0	0	0	30	30	100	97	0	0	0
182	25	0	0	0	25	29	100	100	0	0	0
183	30	0	0	0	30	30	100	97	0	0	0
184	30	0	0	0	30	29	100	85	0	0	0
185	30	0	0	5	35	27	86	78	0	0	14
186	10	0	0	15	25	25	40	78	0	0	60
187	10	5	0	0	15		67		33	0	0
188	20	0	0	0	20		100		0	0	0

Samples	$^{13}\text{C}$	$^{18}\text{O}$
Pi 17	0.77	-4.39
Pi 20	1.3	-3.35
Pi 22	1.32	-3.9
Pi 24	1.81	-2.81
Pi 26	0.3	-4.13
Pi 32	1.64	-3.12
Pi 34	0.51	-4.36
Pi 40	1.18	-4.06
Pi 43	1.91	-3.47
Pi 48	2.14	-3.65
Pi 50	2.18	-3
Pi 53	1.61	-4.1
Pi 58	0.5	-4.85
Pi 60	0.79	-4.62
Pi 66	0.66	-4.57
Pi 71	0.36	-4.02
Pi 77	0.88	-3.24
Pi 80	1.07	-4.64
Pi 86	0.96	-2
Pi 89	-0.48	-4.14
Pi 90	1.19	-3.77
Pi 96	1.51	-3.74
Pi 99	0.45	-3.66
Pi 104	1.23	-3.56
Pi 108	-0.97	-5.74
Pi 110	-1.24	-5.72
Pi 113	-0.59	-5.69
Pi 116	-0.5	-4.12
Pi 120	-2.09	-3.71
Pi 122	0.27	-4.57
Pi 124	-2.64	-5.5
Pi 137	-1.65	-5.69
Pi 142	-1.4	-5.67
Pi 145	-3.48	-5.95
Pi 147	-1.49	-6.55
Pi 149	-0.77	-6.74
Pi 152	-1.66	-6.74
Pi 158	-0.32	-5.38
Pi 169	-1.04	-5.11
Pi 173	-1.63	-5.35
Pi 177	0.98	-3.2
Pi 183	-0.39	-4.97
Pi 190	-1.02	-5.32
Pi 195	-0.53	-5.4
Pi 199	-0.72	-4.3

Samples	$^{13}\text{C}$	$^{18}\text{O}$
Pi 203	-0.88	-4.44
Pi 208	-2.07	-5.74
Pi 213	-1.97	-6.29
Pi 217	-3.3	-6.55
Pi 221	-1.54	-5.94
Pi 225	-1.99	-5.43
Pi 228	-0.7	-6
Pi 231	-0.85	-4.56
Pi 234	-0.82	-4.53

**Annexe 5:** Carbon and oxygen isotope ratios from the Gorges du Pichoux section.

Samples	Illite (%)	Mixed-layers (%)	Kaolinite (%)	Goethite	Illite intensity	Kaolinite intensity	Kaolinite/illite ratio
Pi 15	20	15	65	#	4.2	17.5	4.17
Pi 17	30	20	50	#	6.6	16	2.42
Pi 20	35	20	45	#	6.4	10.3	1.61
Pi 24	33	20	47		8	14.5	1.81
Pi 26	35	25	40	##	6	10	1.67
Pi 34	35	25	40	###	4	7	1.75
Pi 37	25	20	55	#	4.8	17	3.54
Pi 40	30	25	45	#	6.6	12.7	1.92
Pi 48	35	30	35	#	6.2	8.3	1.34
Pi 57	40	23	37	##	7.5	10	1.33
Pi 66	40	28	32	#	4.9	5.4	1.1
Pi 77	55	23	22		10.2	4.2	0.41
Pi 86	85	10	5		9.5	1	0.11
Pi 89	55	40	5	#	7	0.9	0.13
Pi 96	35	40	25	#	1.6	1.4	0.88
Pi 104	55	30	15	#	8	3	0.38
Pi 110	43	30	27	##	4.9	4.4	0.9
Pi 115	55	30	15	##	9.2	3.8	0.41
Pi 124	55	27	18	#	9.5	4	0.42
Pi 128	35	30	35	#	3.8	5	1.32
Pi 137	45	30	25	#	6	4.7	0.78
Pi 145	50	30	20	###	6.7	3.7	0.55
Pi 149	42	30	28	#	6.6	5.7	0.86
Pi 158	42	25	33	###	8.4	7.5	0.89
Pi 173				###			
Pi 177	42	33	25	#	9	7.7	0.86
Pi 190	35	25	40	#	5.5	8.7	1.58
Pi 199	30	25	45	###	4.7	9.8	2.09
Pi 208	32	28	40	#	4.7	8.5	1.81
Pi 213	27	18	55	#	5.5	15.5	2.82
Pi 215	10	15	75	##	1.5	11	7.33
Pi 217				###			
Pi 228	25	25	50	###	5.8	16.8	2.9
Pi 234	25	30	45	##	3.5	9	2.57

# present  
## abundant  
### very abundant

**Annexe 6:** Clay percentages, goethite content and kaolinite-to-illite ratio from the Gorges du Pichoux section.

**Annexe 7** : *Palynofacies from the Gorges du Pichoux, Gorges de Court and Péry-Reuchenette sections.*

*Échantillon Re 27.16*

Peu de résidu : essentiellement des débris de bois, un peu de pyrite framboïdale; pas de palynomorphe.

*Échantillon Co 145bis*

Peu de résidu : beaucoup de pyrite framboïdale, des filaments de fungi ; pas de palynomorphe.

*Échantillon Pi 104*

Peu de résidu : pratiquement que des filaments de fungi.

*Échantillon Co 181/182*

Peu de résidu : seulement des débris de bois bruns.

*Échantillon Re 23.14*

Résidu plus abondant, mais 100% de débris de bois

*Échantillon des Marnes à Exogyra virgula de la coupe de Péry-Reuchenette*

Résidu plus abondant, mais 100% de débris de bois.

Samples	Metres	% CaCO <sub>3</sub>	Mean CaCO <sub>3</sub>	Sr (ppm)	Mean Sr	Mg (ppm)	Mean Mg	Na (ppm)	Mean Na	Fe (ppm)	Mean Fe	Mn (ppm)	Mean Mn	Dunham	Folk	Depositional environment
Ox161	2.38	99.15		60		1150		164		396		27		P	bio/oo/pelmicrite	semi-open lagoon/shoal
Ox168	5.19	98.94		50		1344		129		319		34		P	bio/oo/pelmicrite	semi-open lagoon/shoal
Ox174	9.11	99.65		103		1824		147		471		24		G	bio/oo/pelmicrite	semi-open lagoon/shoal
Pi15	10.17	98.75		56		1255		128		427		38		M/W	onco/biomicrite	sheltered lagoon
Pi17	12.16	98.70		129		2075		161		329		49		W/P	oo/biomicrite	sheltered lagoon
Pi20	12.68	96.94		105		2449		193		327		47		W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi22	13.78	98.05		102		2408		199		372		49		M	biomicrite	restricted lagoon
Pi24	14.51	95.83		116		2662		264		429		55		M	micrite	semi-restricted lagoon
Pi26	16.14	97.03		84		1991		156		273		40		M/G	pelsparite	restricted lagoon
Pi32	17.73	95.62		134		2745		230		310		41		W/P	oo/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi34	19.71	96.53		118		2212		229		420		42		P	oo/oncomicrite	sheltered lagoon
Pi37	21.66	97.69		69		1572		146		348		40		M	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi40	23.87	95.40		111		2261		197		608		62		M/W	onco/biomicrite	sheltered lagoon
Pi43	25.70	94.25		146		2813		248		423		71		W/P	bio/oncomicrite	sheltered lagoon
Pi48	27.11	93.59		146		3003		283		511		71		M	biomicrite	sheltered lagoon
Pi50	28.03	95.51		147		2956		260		492		65		M/W	biomicrite	sheltered lagoon
Pi53	29.21	98.43		132		2656		202		464		67		P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi58	30.62	98.74		93		1793		148		382		58		P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi60	31.09	99.16		109		2061		159		375		56		W/P/G	oo/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi66	33.13	97.45		111		1992		173		374		55		P/G	oo/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi71	34.50	97.13		113		2956		208		351		64		M	micrite	restricted lagoon
Pi77	36.14	93.79		169		8839		262		606		70		W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi80	37.22	98.05		153		2381		182		393		46		W/P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi89	39.83	92.81		207		3555		209		539		100		M	micrite	tidal flat/marsh
Pi90	40.14	96.95		144		2564		195		367		84		W	biomicrite	sheltered lagoon
Pi96	42.04	98.01		131		2782		221		368		93		W/P	pel/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi99	43.53	97.25		124		2619		206		302		91		W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi104	45.45	95.32		172		2983		246		533		108		W/P	pel/biomicrite	sheltered lagoon
Pi108	47.36	98.50		67		1935		128		306		45		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi110	49.15	98.39		45		1052		124		353		43		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi113	51.66	98.63		67		1145		138		320		49		W/P	pel/oncomicrite	sheltered lagoon
Pi115bis	53.92	96.61		151		2313		186		408		74		M	micrite	tidal flat/intertidal
Pi116	55.78	96.78		110		2391		204		402		73		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi120	56.74	93.06		226		3231		235		626		67		M	biomicrite	tidal flat/marsh
Pi122	57.09	94.04		195		4485		235		457		69		M	micrite	restricted lagoon
Pi124	58.60	94.83		162		4294		203		402		71		M	?	restricted lagoon
Mean content from Ox161 to Pi124 (ppm)			96.82		121		2576		194		411		59			
Pi128	61.07	98.43		67		1162		114		217		119		P	pel/oncomicrite/sparite	semi-restricted lagoon
Pi130	62.90	98.26		60		1562		115		198		109		M	micrite	restricted lagoon
Pi137	65.23	98.68		67		1364		159		239		102		P/G	pel/oncomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi142	66.92	98.45		61		1311		147		222		103		W/P	onco/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi145	68.85	96.52		80		1547		148		289		119		W/P	biomicrite	sheltered lagoon
Pi147	71.01	98.86		51		1419		127		251		85		P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi149	72.35	99.20		61		1229		141		219		75		P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi152	74.05	99.75		44		1126		162		213		91		W/P	onco/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi158	75.67	99.15		69		1597		140		234		102		W/P	pel/biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi169	77.53	99.07		58		1447		133		237		122		M/W	biomicrite	tidal flat/marsh
Pi173	79.43	98.92		37		1340		130		217		78		W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi177	80.61	96.40		115		3038		241		323		121		M	micrite	semi-restricted lagoon
Pi183	82.30	97.80		47		1427		159		299		88		M	micrite	semi-restricted lagoon
Pi190	83.67	97.54		46		1700		200		214		98		W/P	pel/biomicrite	sheltered lagoon
Pi195	85.29	98.27		48		1267		146		242		92		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi199	86.30	96.87		60		1909		167		286		79		W/P	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi203	87.92	98.86		47		1359		142		248		92		W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi208	90.84	98.80		47		1347		125		289		81		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi213	92.41	98.80		47		1382		120		237		118		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi215	94.55	98.69		40		774		124		245		66		W/P	?	semi-restricted lagoon
Pi217	96.11	99.10		39		1110		113		253		73		M	micrite	semi-restricted lagoon
Pi221	99.56	98.41		66		1305		124		138		75		P/G	pel/oncomicrite/sparite	semi-restricted lagoon
Pi225	100.55	98.39		72		1285		140		201		105		P/G	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi228	101.28	98.18		68		1344		114		223		104		P/G	pel/biomicrite/sparite	sheltered lagoon
Pi231	102.62	97.48		73		1357		138		197		92		M/W	biomicrite	semi-restricted lagoon
Pi234	103.02	97.51		87		1645		166		203		98		W/P	onco/biomicrite	sheltered lagoon
Mean content from Pi128 to Pi234 (ppm)			98.32		60		1437		144		236		96			
Mean content for whole section (ppm)			97.45		95		2098		173		337		75			

Annexe 8: Trace-element results in the Pichoux section.

## CURRICULUM VITAE

---

Je suis née le 20 février 1974 à Montélimar en France de Colombié Jean-Marie et Thérèse, née Rossignol. J'entre au lycée Jean-Paul Sartre de Bron en banlieue lyonnaise en septembre 1989 où j'obtiens le baccalauréat série D (Sciences Expérimentales) en juin 1992.

En septembre 1992, je m'inscris à la Faculté des Sciences de Lyon où je réussis en juin 1994 un Diplôme d'Études Universitaires Générales " Sciences de la Nature et de la Vie " option Géologie.

En septembre 1994, j'entre en Licence " Sciences de la Terre " à la Faculté des Sciences de Montpellier où je reste trois années consécutives jusqu'à l'obtention en juin 1997 du Diplôme d'Études Approfondies " Structures et Évolution de la Lithosphère ".

En janvier 1998, je commence ce travail de thèse sous la direction du Professeur André Strasser de l'Institut de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Fribourg en Suisse. Employée comme assistante-doctorante, j'encadre les étudiants au cours des travaux pratiques de microscopie sédimentaire et lors des excursions organisées par l'Institut.

Fribourg, le 14 mars 2002.

**GeoFocus** volume 1:

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

**GeoFocus** volume 2:

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

**GeoFocus** volume 3:

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

**GeoFocus** is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology  
University of Fribourg  
1700 Fribourg, Switzerland  
or by e-mail through [francoise.mauroux@unifr.ch](mailto:francoise.mauroux@unifr.ch).