Influence des variations eustatiques sur la distribution de la matière organique dans les roches sédimentaires: exemple des dépôts berriasiens des bassins vocontien, ultrahelvétique et du Yorkshire

Daniel Steffen

▶ **To cite this version:**

Daniel Steffen. Influence des variations eustatiques sur la distribution de la matière organique dans les roches sédimentaires: exemple des dépôts berriasiens des bassins vocontien, ultrahelvétique et du Yorkshire. Stratigraphie. University of Geneva, 1993. Français. NNT : . tel-00923335

HAL Id: tel-00923335
https://theses.hal.science/tel-00923335

Submitted on 2 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE GENÈVE

PUBLICATIONS DU DEPARTEMENT
DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE

No 13
1993

INFLUENCE DES VARIATIONS EUSTATIQUES SUR LA DISTRIBUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE DANS LES ROCHES SEDIMENTAIRES: Exemple des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire.

Daniel Steffen

ISSN 10 12-2990
GENEVE 1992

Section des Sciences de la Terre
13, rue des Maraîchers - CH-1211 Genève 4 - Tél. (41-22) 702 61 11 - Fax. (41-22) 320 57 32

PUBLICATIONS DU DEPARTEMENT
DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE

No 13
1993

INFLUENCE DES VARIATIONS EUSTATIQUES SUR LA DISTRIBUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE DANS LES ROCHES SEDIMENTAIRES:
Exemple des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire.

Daniel Steffen

ISSN 10 12-2990
GENEVE 1992

UNIVERSITÉ DE GENÈVE

FACULTÉ DES SCIENCES

Doctorat ès sciences
mention sciences de la Terre

Thèse de *Monsieur Daniel S T E F F E N*

intitulée :

"INFLUENCE DES VARIATIONS EUSTATIQUES SUR LA DISTRIBUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE DANS LES ROCHES SEDIMENTAIRES : Exemple des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire."

La Faculté des Sciences, sur le préavis de Messieurs G. GORIN, professeur adjoint et directeur de thèse (Département de géologie et de paléontologie), A. STRASSER, professeur (Université de Fribourg), J.-F. RAYNAUD, docteur (Elf-Aquitaine, Pau) et R. JAN DU CHENE, docteur (Bordeaux), autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

Genève, le 30 juin 1993

Thèse - 2609 -

Le Doyen, Pierre MOESCHLER

Avant-propos

Les parties de ce travail se rapportant aux concepts de sédimentologie organique et aux résultats de l'analyse du palynofaciès dans le Bassin Vocontien ont été partiellement publiées. Il s'agit des travaux suivants: Gorin & Steffen, 1991; Steffen & Gorin, 1993 a et 1993 b. Afin de ne pas alourdir excessivement le texte, avec l'accord de G. Gorin, ces articles ne sont cités que lorsque certains aspects y sont traités de manière plus approfondie que dans ce travail. Les références complètes de ces articles figurent dans la liste bibliographique.

Le lecteur voudra bien m'excuser de cette pratique inhabituelle.

Table des matières

Liste des figures 7
Liste des Planches 8
Liste des annexes 8
Remerciements 9
Résumé 11
Abstract 12
Buts du travail 13
1. Sédimentologie de la matière organique 16
    1.1. Définitions 16
    1.2. Classification de la matière organique 17
        1.2.1. Choix d'une classification 17
        1.2.2. Description des constituants de la matière organique 17
    1.3. Principes de sédimentologie organique 20
    1.4. Méthodes 23
        1.4.1. Echantillonnage 23
        1.4.2. Préparation 23
        1.4.3. Observation du palynofaciès 24
        1.4.4. Expression des résultats 24
2. Analyse séquentielle 26
    2.1. Définition des termes utilisés 26
    2.2. La stratigraphie séquentielle dans les carbonates 26
    2.3. Sédimentologie organique appliquée à la stratigraphie séquentielle 30
3. Le Bassin Vocontien 31
    3.1. Présentation du Bassin Vocontien 31
    3.2. Présentation des coupes étudiées 33
        3.2.1. La coupe de Berrias (fig 3.3) 33
        3.2.2. La coupe de Broyon (fig. 3.4) 34
        3.2.3. La coupe d'Angles (fig. 3.5 a et b) 35
    3.3. Palynofaciès 37
        3.3.1. La coupe de Berrias (fig. 3.3) 37
        3.3.2. La coupe de Broyon (fig. 3.4) 38
        3.3.3. La coupe d'Angles (fig. 3.5 a et b) 39
        3.3.4. Discussion 40
    3.4. Interprétation 40
        3.4.1. Découpage séquentiel 40
        3.4.2. Corrélation des coupes de Berrias, Broyon et d'Angles 58
        3.4.3. Modèle de distribution de la MO particulaire 64
4. Le Bassin Ultrahelvétique 66
    4.1. Cadre géologique au Berriasien 66
    4.2. Présentation de la coupe de Villarbeney 66
    4.3. Palynofaciès 69
    4.4. Interprétation 69
        4.4.1. Découpage séquentiel 69
        4.4.2. Discussion 76
5. Le Bassin du Yorkshire 77
    5.1. Cadre géologique au Berriasien 77
    5.2. Présentation de la coupe et du forage étudiés 77
        5.2.1. La coupe de Speeton (Speeton Clay) (figs 5.3 et 5.5) 77
        5.2.2. Le forage BGS 81/43 (fig. 5.3 et 5.6) 81

5.3. Faciès organique 82
5.3.1. Paramètres spécifiques à l'analyse du faciès organique 82
5.3.2. La coupe de Speeton et le forage BGS 81/43 82
5.4. Interprétation 84
5.4.1. Découpage séquentiel 84
5.4.2. Discussion 86
6. Synthèse 91
6.1. Apport de l'étude de la matière organique à la stratigraphie séquentielle 91
6.2. Modulations dans l'enregistrement des séquences de 3ème ordre 92
6.3. Conclusions générales 94
Références bibliographiques 96
Planches 104
Annexes 108

Liste des figures

Figure 0.1: Carte paléogéographique de l'Europe au Berriasien et localisation des sites étudiés.
Figure 0.2: Légende des symboles lithologiques.

Figure 1.1: Classifications usuelles de la MO particulaire dans les roches sédimentaires.
Figure 1.2: Classification de la MO particulaire utilisée dans ce travail.
Figure 1.3: Modes de transports de la MO (allochtone et relativement autochtone).
Figure 1.4: Critères d'interprétation environnementale dérivés de l'étude du palynofaciès.
Figure 1.5: Procédure de préparation et observation.

Figure 2.1: Découpage et nomenclature (anglais et français) des surfaces et des intervalles au sein d'une séquence de dépôts.
Figure 2.2: Modèle de stratigraphie séquentielle: agencement des faciès, caractéristiques des cortèges de dépôt.
Figure 2.3: Différences entre les principaux modèles de stratigraphie séquentielle dans les carbonates.

Figure 3.1: Carte paléogéographique du Bassin Vocontien au Berriasien et localisation des coupes étudiées.
Figure 3.2: Faciès types des coupes de Berrias, Angles et Broyon.
Figure 3.3: La coupe de Berrias: palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 3.4: La coupe de Broyon: palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 3.5a: La coupe d'Angles (base): palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 3.5b: La coupe d'Angles (sommet): palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 3.6: Synthèse des critères sédimentologiques retenus pour l'interprétation séquentielle.
Figure 3.7: Comparaison du découpage séquentiel du Berriasien proposé ici avec les travaux de Clavel *et al.* (1992) et Jan Du Chêne *et al.* (1993).
Figure 3.8: Position stratigraphique des surfaces séquentielles dans le Berriasien.
Figure 3.9: Corrélation des coupes de Berrias, Broyon et Angles.
Figure 3.10: Corrélation des coupes de Berrias, Broyon et Angles d'après Jan Du Chêne *et al.* (1993).
Figure 3.11: Distribution de kystes de dinoflagellés marqueurs en fonction du découpage séquentiel.
Figure 3.12: Modèle de distribution de la MO en milieu carbonaté profond en fonction des variations eustatiques.

Figure 4.1: Carte de localisation de la coupe de Villarbeney.
Figure 4.2 a: Coupe de Villarbeney (base): palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 4.2 b: Coupe de Villarbeney (sommet): palynofaciès et stratigraphie séquentielle.

Figure 5.1: Corrélation des étages du domaine téthysien et du domaine boréal.
Figure 5.2: Carte de localisation de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43
Figure 5.3: Corrélation lithologique de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43.
Figure 5.4: Données "Rock-Eval" de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43.
Figure 5.5: La coupe de Speeton; palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 5.6: Le forage BGS 81/43; palynofaciès et stratigraphie séquentielle.
Figure 5.7: Evolution stratigraphiques des types de kérogènes dans la coupe de Speeton et le forage BGS 81/43.
Figure 5.8: Proposition de corrélation des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire.

Figure 6.1: Distribution de MOA fluorescente dans les dépôts du Tithonique supérieur - Barrémien de la coupe d'Angles.
Figure 6.2: Synthèse

Liste des Planches

Planche 1: Palynofaciès caractéristiques de la coupe de Berrias
Planche 2: Palynofaciès caractéristiques des coupes de Berrias, Broyon et Angles.

Liste des annexes

Annexe 1: Composition du palynofaciès de la coupe de Berrias (%).
Annexe 2: Composition du palynofaciès de la coupe de Broyon (%).
Annexe 3: Composition du palynofaciès de la coupe d'Angles (%).
Annexe 4: Composition du palynofaciès de la coupe de Villarbeney (%).
Annexe 5: Résultats de la pyrolyse "Rock-Eval" de la coupe de Villarbeney.
Annexe 6: Composition du palynofaciès de la coupe de Speeton (%).
Annexe 7: Résultats de la pyrolyse "Rock-Eval" de la coupe de Speeton.
Annexe 8: Composition du palynofaciès du forage BGS 81/43 (%).
Annexe 9: Résultats de la pyrolyse "Rock-Eval" du forage BGS 81/43.

Remerciements

Au cours mon travail, j'ai bénéficié des compétences, du soutien, de la collaboration et de l'amitié de nombreuses personnes. Je souhaite leur exprimer ici ma gratitude.

G. Gorin a été l'artisan principal de ce projet. Il m'a initié à l'étude de la matière organique et m'a fait profiter de sa vaste expérience de géologue pétrolier. Dépassant le rôle dévolu à un directeur de thèse, il m'a accordé très vite son entière confiance et, surtout, sa profonde amitié. Sa constante disponibilité, alliée à sa grande humanité, ont grandement supporté le déroulement de mes recherches.

Je tiens ensuite à remercier chaleureusement les autres membres du jury qui ont accepté de juger cette thèse:

- R. Jan du Chêne qui, par ses compétences, son efficacité légendaire et son enthousiasme contagieux, a considérablement contribué à l'avancement de mes travaux. Outre nos nombreuses réunions de travail, campagnes de terrain ou participations à des congrès, je garderai un souvenir particulièrement plaisant de l'excursion dans le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien que nous avons guidée ensemble, dans le cadre du 8ème Congrès International de Palynologie d'Aix-en-Provence;
- J.-F. Raynaud a manifesté un vif intérêt pour mon sujet de recherche. Je suis très flatté que ce travail puisse bénéficier de son regard d'expert pétrolier en palynologie, au sens le plus large du terme;
- A. Strasser a toujours été très attentif au déroulement de mes travaux. Sa grande connaissance de la sédimentologie des carbonates et de la stratigraphie séquentielle, conjuguée à sa large ouverture d'esprit, m'ont été d'un enseignement très précieux.

J'ai eu la chance de pouvoir joindre le Groupe de Travail sur le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien, qui sous la coordination de R. Jan du Chêne et J.-F. Raynaud, ainsi que le soutien d'Elf-Aquitaine, réunissait nombre de spécialistes de disciplines géologiques très diverses: R. Busnardo, J. Charollais, B. Clavel, J.-F. Deconinck, L. Emmanuel, S. Gardin, G. Gorin, la regrettée H. Manivit, E. Monteil, M. Renard, N. Steinhauser, A. Strasser, C. Strohmenger et P. Vail. Cette expérience, où compétence rimait avec bonne humeur, fut très enrichissante, tant sur un plan personnel que scientifique.

Je remercie également tous les organismes, institutions ou collègues qui, par leur précieux concours, ont permis le bon déroulement de mes recherches:

- Le Service Géologique de Grande-Bretagne ("British Geological Survey" - BGS) qui a mis à ma disposition, par l'intermédiaire de B. Owens et J. Riding, les carottes du forage BGS 81/43. Merci aussi à R. Knox et G. Lott, les géologues qui avaient effectué les premières analyses de ce forage, de m'avoir fait profiter de leur compétence lors de mon séjour au BGS.
- La pyrolyse "Rock-Eval" d'une centaine d'échantillons a gracieusement été effectuée à l'Institut Français du Pétrole (IFP), où je tiens à remercier particulièrement M. Espitalié, J.-P. Herbin, A. Huc et G. Pichaud pour leur précieuse contribution.

Mis à part les extrêmement stimulants travaux sur le terrain réalisés au sein du Groupe de travail sur le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien, d'autres personnes m'ont apporté leur aide sur le terrain. Je désire ici les en remercier:

- T. Blondel, sans qui, je pense, je serais encore à essayer de débrouiller les argilites de la coupe de Speeton;
- G. Dromart m'a montré les subtiles variations de faciès de la coupe de Broyon;

- J.-B. Pasquier m'a guidé et m'a fait part de nombreuses observations, encore non publiées, sur la coupe de Villarbeney.

Même si leur emploi du temps ne leur a pas permis m'accompagner sur le terrain, je remercie S. Ferry et G. Le Hégarat, pour n'avoir pas hésité à me communiquer leurs données, inédites à l'époque, sur le Berriasien de la coupe d'Angles. J. Neale en a fait de même pour la coupe de Speeton.

Le Fonds National Suisse de Recherche Scientifique (FNSRS, fonds 20-5646.88 et 20-30276.90) a assuré le financement de cette recherche; qu'il en soit ici vivement remercié.

Le Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève m'a fourni, au double titre de chercheur et assistant, un cadre très favorable à la réalisation d'un travail scientifique. Tous les enseignants et collègues assistants ont toujours prêté une oreille attentive à mes multiples questions et, jamais, je n'ai éprouvé le sentiment de ne pouvoir franchir le pas de leur porte. J'associe volontiers ce climat particulièrement propice à la personnalité du directeur du département, J. Charollais. J'ai été, entre autres, sensible à son souci permanent d'assurer aux assistants les meilleures conditions de travail possible.

Je suis particulièrement reconnaissant à E. Monteil de m'avoir systématiquement réservé la primeur de ses découvertes sur la biostratigraphie des kystes de dinoflagellés dans les Bassins Vocontien et Ultrahelvétique.

Au laboratoire, P. Desjacques, F. Gischig et G. Overney n'ont jamais ménagé leurs efforts pour résoudre les problèmes techniques les plus divers. Quant à M. Floquet, il a tout simplement dû passer plus de temps que moi sur cette recherche (j'exagère à peine...), puisque c'est lui qui a méticuleusement réalisé la majorité des préparations palynologiques.

J. Metzger m'a initié aux techniques de dessin à l'ordinateur et a participé à la réalisation de certaines figures.

Au cours de mes tâches d'assistant j'ai eu le plaisir de participer aux enseignements de micropaléontologie de R. Wernli... j'y ai appris beaucoup!

Enfin, que tous ceux qui m'ont aidé dans ma tâche et que je n'ai pu citer trouvent ici le témoignage de ma plus sincère gratitude.

Pour Agnès, Walter, Thierry et Sylvie, pour tous, pour toujours...

Résumé

Cette étude vise a mettre en évidence l'influence des variations eustatiques sur la distribution de matière organique (MO) particulaire. Dans ce but, le contenu organique des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien et Ultrahelvétique (domaine téthysien) et du Bassin du Yorkshire (domaine boréal) est étudié ici.

Le Bassin Vocontien (sud-est de la France)

Trois coupes de sédiments carbonatés profonds, d'âge Tithonique supérieur - Berriasien, dont le stratotype du Berriasien à Berrias, ont été étudiées. Malgré un faciès monotone, elles ont été choisies pour leur contenu faunistique (ammonites et calpionelles) permettant un découpage biostratigraphique précis. Si l'étude de la MO particulaire (palynofaciès) a démontré des résultats probants dans les sédiments siliciclastiques, les connaissances actuelles sont, en revanche, très restreintes dans les carbonates. L'origine (marine ou continentale), les propriétés sédimentologiques (taille, tri, habitus) et le degré de biodégradation des constituants organiques ainsi que le contenu en microfossiles organiques (abondance, diversité, paléoécologie) permettent d'identifier des intervalles régressifs et des intervalles transgressifs. Combinée aux données sédimentologiques et biostratigraphiques, l'étude de la MO permet de définir huit séquences (au sens de la stratigraphie séquentielle) dans les dépôt berriasiens du sud-est de la France. Les surfaces de discontinuités sont caractérisées par les tendances suivantes du palynofaciès:

limites de séquence - apparition de débris ligneux de grande taille, fréquemment dégradés, et diminution abrupte de la proportion de plancton (abondance et diversité des kystes de dinoflagellés),

surfaces supérieures du bas niveau - brusque augmentation de plancton (abondance et diversité des kystes de dinoflagellés) et de débris ligneux aciculaires,

surfaces d'inondation maximale - pic de plancton (abondance et diversité des kystes de dinoflagellés) et de débris ligneux aciculaires.

En raison de divergences entre deux outils biostratigraphiques (kystes de dinoflagellés et calpionelles), un doute subsiste sur la corrélation des séquences du Berriasien supérieur.

Le Bassin Ultrahelvétique (Suisse)

La coupe de Villarbeney, constituée d'alternances marno-calcaires, datée du Berriasien moyen à supérieur a été étudiée. La concordance des arguments de terrain et des résultats de l'étude du palynofaciès (basée sur la même approche que dans le sud-est de la France) permet d'établir un découpage séquentiel, corrélable avec le Basin Vocontien. Cela confirme aussi les tendances dans la distribution de la MO observées dans le Bassin Vocontien.

Le Bassin du Yorkshire (Angleterre)

Une discontinuité majeure caractérise la limite Jurassique - Crétacé dans le Bassin du Yorkshire (discontinuité tardi-cimmérienne) et seule la partie supérieure du Berriasien affleure. Deux coupes ont été étudiées dans la Formation de la "Speeton Clay". Elles consistent en des argilites sombres, riches en MO. L'interprétation séquentielle proposée est dérivée des résultats d'analyses optiques (le palynofaciès) et physico-chimiques (la pyrolyse "Rock-Eval" qui permet de définir, entre autres, la quantité et le type de MO: du type I, dominé par du matériel algaire, au type III, riche en phytoclastes). La corrélation séquentielle avec le Bassin Vocontien est seulement suggérée, l'absence de contrôle biostratigraphique ne permettant pas de la confirmer.

Cette étude démontre le potentiel de l'analyse de la MO, comme outil complémentaire aux méthodes de terrain et de laboratoires classiques, en stratigraphie séquentielle.

Abstract

The aim of this study is to emphasise the importance of eustasy for the distribution of particulate organic matter (OM). Therefore, OM studies are carried out on Berriasian deposits from three areas: the Vocontian and the Ultrahelvetic Basins (tethyan realm) and the Yorkshire Basin (boreal realm).

The Vocontian basin (SE France)

Three Upper Tithonian - Berriasian sections have been studied in the Vocontian Basin, including the Berriasian stage stratotype at Berrias. Although the latter deep-sea carbonates display a monotonous facies, they were chosen due to their high fossil content (ammonites and calpionellids) providing accurate biostratigraphic data. The study of dispersed OM (palynofacies) in siliciclastic sediments has already provided convincing results in interpreting depositional environments. In contrast, the sedimentology of OM (organic sedimentology) in carbonates is so far poorly known. The origin (marine vs. terrestrial), the sedimentological properties (size, sorting, shape) and the degree of biodegradation of the organic components, as well as the organic microfossils content (abundance, diversity, palaeoecology) is used to define regressive or transgressive trends. By combining these data with standard sedimentology and biostratigraphy, eight depositional sequences (in terms of sequence stratigraphy) are defined for the Berriasian deposits of SE France. The discontinuity surfaces are marked by the following major trends in organic content:

sequence boundaries - appearance of large terrestrial, frequently degraded, woody debris and abrupt decrease in plankton (abundance and diversity of dinocysts),

top lowstand surfaces - sharp increase in plankton (dinocysts abundance and diversity) and buoyant blade-shaped woody debris,

maximum flooding surfaces - peak of plankton (dinocysts abundance and diversity) and blade-shaped woody debris.

Contradictions exist between different biostratigraphic tools (dinocysts and calpionellids) and, therefore, some doubt remains regarding the sequence stratigraphic correlation for the uppermost Berriasian.

The Ultrahelvetic Basin (Switzerland)

The Villarbeney section consisting of lime/marl alternations and ranging from the Middle to the Upper Berriasian has been studied. The concordance of field observations and palynofacies analyses (using the same approach as in SE France) enables sequence stratigraphic interpretation and correlations to the Vocontian Basin. It also confirms the validity of the trends in OM distribution recognised in the Vocontian Basin.

The Yorkshire Basin (England)

A major regional unconformity characterises the Jurassic - Cretaceous boundary in the Yorkshire Basin (Late Kimmerian Unconformity) and only the uppermost part of the Berriasian outcrops. Two sections were studied in the Speeton Clay Formation. They both consist of dark organic-rich shales. The high amount of fluorescent amorphous OM prevents a reliable evaluation of their organic content by standard optical means (palynofacies). However, data obtained by physico-chemical analyses ("Rock-Eval" pyrolysis) characterise the type of OM (from type I, mostly algal material, to type III, mostly phytoclasts). Using a combination of these different analytical methods, a sequence stratigraphic interpretation is defined. Based on sequence stratigraphy, tentative correlation, due to the lack of biostratigraphic control, is suggested for the Yorkshire and the Vocontian Basins.

This study illustrates the value of particulate OM analysis as a complementary tool to classical field and laboratory methods in sequence stratigraphic interpretation.

Buts du travail

La stratigraphie séquentielle a connu un large développement ces quinze dernières années (principalement depuis Vail *et al.*, 1977). Des variations eustatiques globales au cours du temps ont été identifiées dans l'enregistrement sédimentaire tout autour du monde. Ces découvertes ont donné lieu à la publication de la "Mesozoic - Cenozoic cycle chart" (Haq *et al.*, 1987), document où les auteurs calibrent ces variations eustatiques avec les principales disciplines stratigraphiques (magnéto-, chrono- et biostratigraphie).

Les effets de ces fluctuations du niveau marin sur la paléocéanographie et la paléoécologie sont multiples: changements de la circulation des masses d'eau, inondations ou émersions de plates-formes, modification des taux d'apports terrigènes, etc. (Vail *et al.*, 1991). De nombreux géologues travaillent actuellement à reconnaître la manifestation dans l'enregistrement fossile de ces variations eustatiques, par le biais d'études spécifiques, comme l'évolution de faunes ou de flores, de changements de milieu de dépôts, de signaux géochimiques ou de la sédimentation des minéraux argileux au sein d'une série. Le but de la présente recherche est d'évaluer dans un premier temps l'action de l'eustatisme sur la distribution de la matière organique (MO) dans un sédiment et, ensuite, de voir dans quelle mesure ces observations peuvent s'inscrire dans une étude de stratigraphie séquentielle.

Outre son intérêt académique, ce problème suscite déjà la curiosité des géologues de l'industrie pétrolière. Il a en effet été déjà observé que la formation d'importantes roches mères, du type "black shales", s'effectuait dans un contexte de transgressions majeures (*cf.* Brooks & Fleet, 1987). Les Schistes à Posidonies du Toarcien dans le nord-ouest européen, l'Argile de Kimmeridge en Mer du Nord ou la Formation de La Luna du Crétacé "moyen" au Venezuela, entre autres, correspondent à ce type de dépôts.

Le choix des sites proposés dans ce travail (fig. 0.1) s'est porté, dans un premier temps, sur les dépôts du Tithonique supérieur et du Berriasien du Bassin Vocontien (sud-est de la France), principalement pour la qualité des affleurements et des données biostratigraphiques. Il est en effet impératif d'avoir la possibilité d'étudier de manière continue l'évolution des séries, de pratiquer un échantillonnage régulier et de cerner les observations dans le temps. De plus, il est nécessaire de disposer de plusieurs coupes, afin de pouvoir appréhender les phénomènes de variations latérales et de disposer de données dans différents environnements de dépôt.

Les résultats du sud-est de la France constituent l'essentiel de ce travail et sont comparés, dans un deuxième temps, à des observations dans des dépôts de même âge dans les Bassins Ultrahelvétique et du Yorkshire. Là aussi, la qualité de l'affleurement et de la biostratigraphie ont dicté le choix des sites étudiés. Cette comparaison a pour ambition de définir dans quelle mesure la méthode de travail développée dans le Bassin Vocontien peut être appliquée dans des milieux de dépôt différents.

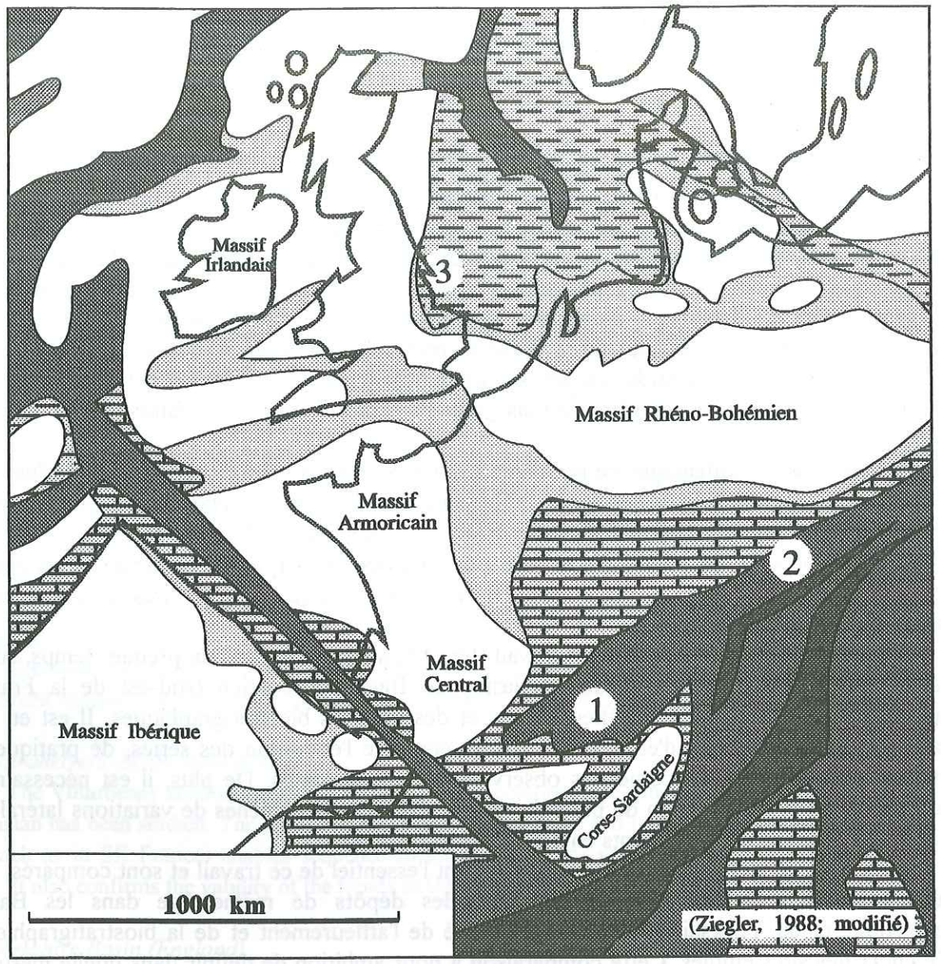


Figure 0.1: Carte paléogéographique de l'Ouest de l'Europe au Berriasien et localisation des sites étudiés.

LEGENDE DES COUPES

Lithologies

Bassins Vocontien et Ultrahelvétique

- Calcaires micritiques
- Calcaires marneux
- Calcaires oolithiques
- Marnes
- Silex
- Brèches
- Bancs discontinus

Bassin du Yorkshire

- Argilites sombres
- Argilites
- Argilites silteuses
- Horizon de bentonite
- Nodules phosphatés "Coprolite bed"

Autres symboles

- Ammonites
- Bélemnites
- Bioturbations
- Nodules pyriteux

Figure 0.2: Légende des coupes étudiées dans ce travail (lithologies et symboles divers). Bassin Vocontien, figs 3.3, 3.4, 3.5a et 3.5b; Bassin Ultrahelvétique, figs 4.2a et 4.2b; Bassin du Yorkshire, figs 5.5 et 5.6.

1. Sédimentologie de la matière organique

1.1. Définitions

Un lexique de base de la terminologie relative à l'étude de la MO est proposé ici. Il n'a pas la prétention d'être exhaustif et se borne à proposer au lecteur les termes qui apparaîtront dans ce travail, afin de lui faciliter la suite de la lecture.

Carbone organique total (COT) - *cf.* pyrolyse.

Faciès organique - terme proposé par Demaison & Moore (1980); caractérisation du contenu organique d'un sédiment (*cf.* kérogène) à l'aide de données optiques (*cf.* palynofaciès) et physico-chimiques (*cf.* pyrolyse) (Huc, 1990).

Indice d'Hydrogène (IH) - *cf.* pyrolyse.

Indice d'Oxygène (IO) - *cf.* pyrolyse.

Kérogène - ensemble des constituants organiques d'une roche sédimentaire, insolubles aux solvants alcalins ou organiques usuels (Combaz, 1980; Tissot & Welte, 1984).

Macéral - le concept de macéral, cher aux pétrographes organiques, ne se définit qu'en microscopie en lumière réfléchie (ou incidente); il s'agit des constituants élémentaires du kérogène (Alpern, 1980). Les macéraux se divisent en 3 groupes: vitrinite, exinite ou liptinite, et inertinite. Des correspondances peuvent être établies avec les observations en microscopie en lumière transmise (*cf.* chapitre 1.2.2.), mais elles restent cependant extrêmement approximatives et doivent, de manière générale, être évitées.

MO amorphe - fraction de la MO regroupant les constituants biologiquement indéfinis faute de forme ou de structure observable en microscopie à un grossissement moyen (100 - 400 x) (Combaz, 1980).

MO figurée - fraction de la MO regroupant les éléments ayant une structure morphologique définie, permettant de leur attribuer une origine biologique plus ou moins précise (Combaz, 1980). La MO figurée comporte 2 fractions: les palynomorphes (phytoplancton, zoobenthos et sporomorphes, entre autres) et les phytoclastes (débris de plantes supérieures) (Tyson, 1987).

Palynofaciès - terme créé par Combaz (1964), désignant l'image microscopique globale des constituants organiques d'une roche, obtenus en préparation palynologique standard.

Pyrolyse - méthode physico-chimique d'étude du contenu organique d'une roche. La pyrolyse consiste à chauffer (jusqu'à 600 °C) une faible quantité de roche broyée (100 mg) et permet de déterminer les paramètres suivants (Espitalié *et al.*, 1985a, 1985b et 1986):

S_1: hydrocarbures libres contenus dans l'échantillon,

S_2: composés hydrocarbonés expulsés lors du craquage du kérogène,

S_3: CO_2 issu du craquage du kérogène,

S_4: CO_2 issu de l'oxydation de la MO demeurée dans l'échantillon après pyrolyse (carbone organique résiduel),

Carbone organique total (COT): somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé, exprimé en %. Le COT permet de calculer l'index d'Hydrogène ($IH = S_2/COT$) et l'index d'Oxygène ($IO = S_3/COT$). Ces deux index présentent de bonnes corrélations avec les rapports H/C et O/C.

Tmax: température mesurée dans le four au sommet du pic S2, indique le degré d'évolution de la MO (maturation),

Ces différents paramètres permettent une appréciation quantitative du contenu organique d'une roche. Précisons toutefois que cette méthode ne peut pas s'appliquer aux sédiments à très faible teneur en MO. Si le COT est inférieur à 0.3% les paramètres sont tous sans signification; si le COT est inférieur à 0.5%, l'IO n'est pas significatif (Espitalié, 1986).

1.2. Classification de la matière organique

1.2.1. Choix d'une classification

Il existe plusieurs classifications des fragments organiques sédimentaires (fig. 1.1; par exemple, Combaz, 1964, 1980; Staplin, 1969; Burgess, 1974; Bujak *et al.*, 1977; Parry *et al.*, 1981; Whitaker, 1984; Boulter & Riddick, 1986; Powell *et al.*, 1990; Davies *et al.*, 1991). Cette diversité de schémas de classification provient des différentes techniques d'analyses et/ou des buts spécifiques de chaque étude (par exemple lumière réfléchie ou transmise, pyrolyse, géochimie, etc.; *cf.* Tissot & Welte, 1984, p. 541).

La communauté des palynologues et autres pétrographes organiques travaille actuellement à l'établissement d'une classification unique et reconnue de la matière organique particulaire, étudiée en lumière transmise ("Amsterdam particulate organic matter classification"). Cependant, les différents groupes de cette classification ne sont pas encore définis strictement. Interpréter librement cette classification, au risque de la détourner de son sens, ou ajouter ici une terminologie nouvelle ne ferait qu'ajouter de la confusion dans ce domaine. En conséquence c'est une classification antérieure qui sera utilisée dans ce travail: la classification proposée par Whitaker (1984), aussi appelée "Shell palynomaceral classification" (fig. 1.2). Cette classification possède l'avantage de subdiviser en une douzaine de catégories la majorité des constituants organiques, sur la base de critères visuels simples, observables en microscopie en lumière naturelle transmise à un grossissement moyen (100 - 400 x). Elle est de ce fait immédiatement utilisable en routine et permet une rapide évaluation de l'ensemble du contenu d'une préparation palynologique.

1.2.2. Description des constituants de la matière organique

Une brève description des particules organiques rencontrées dans cette étude est proposée ici, d'après la classification de Whitaker (1984) (fig. 1.2).

Palynomacéral 1 (PM1) - fragments translucides brun-orange à l'aspect gélifié, ne comportant généralement pas de structure originelle visible; communément désignés sous le terme de vitrinite en référence à leur équivalent approximatif dans les macéraux des charbons; provenant de débris de plantes supérieures partiellement oxydés.

Palynomacéral 2 (PM2) - fragments translucides brun-orange, aspect gélifié moins prononcé que PM1, structure cellulaire visible, provenant de débris de plantes supérieures faiblement oxydés.

Palynomacéral 3 (PM3) - fragments jaunes, souvent clairs, structure cellulaire clairement visible; communément désignés sous le terme de cutinite en référence à leur équivalent approximatif dans les macéraux des charbons; provenant de cuticules de feuilles de plantes supérieures.

Palynomacéral 4 (PM4) - fragments noirs opaques; communément désignés sous le terme d'inertinite en référence à leur équivalent approximatif dans les macéraux des charbons; provenant de débris de plantes supérieures fortement oxydés (carbonisés).

Sporomorphes - spores et pollen des plantes terrestres, séparés en 2 fractions: saccates (présence de un ou plusieurs ballonnets ou sacs aérifères, caractéristiques des pollens de gymnospermes) et non-saccates (absence de ballonnets).

Kystes de dinoflagellés (dinokystes) - kystes d'algues unicellulaires (faits de sporopollenine), essentiellement marines, phytoplanctoniques appartenant à la Classe des Dinophycées.

Acritarches - kystes algaires présumés (faits de sporopollenine), *incertae sedis*, principalement marins, de taille souvent inférieure à 100 µm (Traverse, 1988). D'autres groupes dont la position dans la systématique n'est pas certaines, comme les leiosphères et les tasmanacées, sont fréquemment maintenus parmi les acritarches (Combaz, 1980; Traverse, 1988).

Basales de foraminifères - basale ou membrane organique (faite de tectine) de certains foraminifères; indicateur de milieu marin (Stancliffe, 1989).

Matière organique particulée (MOP)				Kérogène							
Catégorie		Origine	Constituants	Groupes macér.	Macéral	A	B	C	D	E	F
Structurée	Palyno-morphes	Benthos	Basales de foraminifères							Foraminifères	Basales de foraminifères
		Plancton	Algues Chlorococcales	Exinite ou liptinite	Alginite	Végétale *Vegetal*	Algaire *Algal*	Phyrogène *Phyrogen*	Aquatique *Aqueous*	Algues	Algues marines
			Algues bleues-vertes								
			Prasinophycées								
			Kystes de dinoflagellés		Sporinite		Herbacée *Herbaceous*			Dinoflagellés	Dinokystes
			Acritarches							Acritarches	Acritarches
		Sporo-morphes	Spores et pollen						Spores et pollen *Spores and pollen*	Spores et pollen	Sporomorphes non-saccates
											Sporomorphes saccates
	Phytoclastes	Débris de plantes supérieures	Cuticules		Cutinite				Terrestre *Terrestrial*	Cuticules	Palynomacéral 3
			Fragments ligneux et cellulosiques	Vitrinite	Telinite	Trachéale *Tracheal*	Ligneuse *Woody*	Hylogène *Hylogen*		Fragments de bois et d'écorce	Palynomacéral 2
											Palynomacéral 1
			Fragments carbonisés	Inertinite	Fusinite	Ligniteuse *Lignitic*	Charbonneuse *Coaly*	Mélanogène *Melanogen*	Fusain *Charcoal*	Charbons	Palynomacéral 4
Non-structurée	Matière organique amorphe (MOA)	Poly-génétique et hétérogène	Agrégats organiques résultant de la dissolution de MO	Variable		Colloïdale *Colloidal*	Amorphe *Amorphous*	Amorphogène *Amorphogen*	Amorphe *Amorphous*	Amorphe	MO sans structure (SOM)
			Produits de la dégradation biochimique de MOP								
			Pelotes fécales								

Figure 1.1: Classification de la MO particulaire dans les roches sédimentaires et équivalence approximative des différents termes proposés dans la littérature (modifié d'après Tyson, 1987). Lorsqu'un terme a été traduit de l'anglais, l'original figure en italique. Colonne A: Correia (1971) et McLachlan & Pieterse (1978); B: Staplin (1969) et Hunt (1979); C: Bujak et al. (1977); D: Masran & Pocock (1981); E: Combaz (1980); F: Whitaker (1984).

ORIGINE	GROUPE	CONSTITUANT		MACÉRAL EQUIV. APPROX.
CONTINENTAL (ALLOCHTONE)				
débris de plantes supérieures (macrophytes)	palynomacéraux (PM)	PM1		vitrinite
		PM2		cutinite
		PM3		inertinite
		PM4	équidimensionnel	
			en aiguilles (T)	
pollen & spores	sporomorphes	bisaccates		
		non-saccates		
fragments de macrophytes dégradés	matière organique amorphe (MOA)	MOA non-fluorescente		exinite ou liptinite
MARIN (RELATIVEMENT AUTOCHTONE)				
princip. phytoplancton dégradé		MOA fluorescente		
phytoplankton marin (*)		kystes de dinoflagellés (dinokystes)	proximate	
			chorate	
		acritarches		
		tasmanacées		
foraminifères		basales de foraminifères		———

Figure 1.2: Classification de la MO utilisée dans ce travail (adaptée de Whitaker, 1984). (*) Les kystes de dinoflagellés et les acritarches ne sont pas tous strictement marins; de rares espèces lacustres sont connues (Traverse, 1988). Cependant, toutes les espèces rencontrées dans cette étude sont marines (Monteil, comm. pers.).

Matière organique amorphe (MOA) - constituants organiques biologiquement indéfinis faute de forme ou de structure (Combaz, 1980). Une observation à des grossissements plus poussés (20'000 à 50'000 x au microscope électronique à transmission) a cependant permis de mettre en évidence l'existence de structures biologiques qui indiqueraient une origine phytoplanctonique de la MOA (Raynaud *et al.*, 1988).

Whitaker (1984) propose différents suffixes pour qualifier le type de palynofaciès (B - dégradé; L - aspect blanchi ou délavé; R - fragments arrondis; S- fragments de petite taille; T - palynomacéral 4 en forme de baguette ou de lame fréquent). Cette nomenclature sera conservée ici dans un sens légèrement différent. Ces suffixes seront employés pour qualifier un groupe de constituants organiques et non le palynofaciès dans son ensemble. Ce qui donne, par exemple, PM4-T pour des fragments de palynomacéral 4 en forme de baguettes ou PM3-L pour palynomacéral 3 blanchi, etc.

1.3. Principes de sédimentologie organique

La MO particulaire est composée d'éléments qui se comportent comme n'importe quels grains sédimentaires (fig. 1.3), avec leurs propres caractéristiques physiques (Huc, 1988). La plupart de ces particules organiques ont un comportement hydrodynamique proche des argiles et des silts (Tyson, 1987). En conséquence, il est possible d'appliquer à la fraction organique des paramètres traditionnellement utilisés en sédimentologie "minérale", tels que la taille, le tri ou l'arrondi des fragments. Ces critères peuvent donner une estimation des conditions d'énergie au moment du dépôt (Denison & Fowler, 1980; Whitaker, 1984; Davis *et al.*, 1989; Davies *et al.*, 1991; Gastaldo & Huc, 1992).

Cependant, cette approche nécessite certaines précautions, car deux fractions, d'origine et de comportement distincts, composent généralement le résidu organique des roches sédimentaires marines: la fraction allochtone (c'est-à-dire terrestre: débris ligneux, sporomorphes, etc.; fig. 1.2) et la fraction relativement autochtone (c'est-à-dire marine; algues marines, phytoplancton, basales de foraminifères, etc.; fig. 1.2) (Whitaker, 1984). La distribution de la fraction allochtone dans un environnement marin est principalement contrôlée par des processus physiques (fig. 1.3). Par contre, la fraction relativement autochtone est largement affectée par des processus biologiques, même si les processus physiques restent important, en particulier dans le cas de sédiments remaniés.

La proportion relative de composants autochtones par rapports aux composants allochtones (rapport marin/terrestre) peut déjà fournir une première indication sur l'importance des influences terrigènes et devenir un élément significatif dans l'interprétation de l'évolution du milieu de dépôt. Des informations supplémentaires peuvent ensuite être recueillies par une étude détaillée de chacune de ces fractions (fig. 1.4).

La fraction allochtone (ou terrestre)

La flottabilité relative des différents fragments semble être le facteur essentiel contrôlant la distribution de la fraction allochtone. Par exemple, les sporomorphes sont fortement affectés par un tri hydrodynamique qui fractionne la population originelle en fonction de la flottabilité relative des individus (Tyson, 1987; Eshet, 1990). Ce facteur est fonction du poids spécifique, de la taille et l'habitus d'une particule donnée (Steffen & Gorin, 1993 b).

poids spécifique - pour des palynomacéraux équidimensionnels, l'échelle suivante de flottabilité croissante a été proposée: PM4, PM1, PM2 et PM3 (Fisher, 1980; Van der Zwan, 1990). Mais, du fait que cette échelle ne prend pas en compte la taille et l'habitus des particules, il est nécessaire de parler ici d'une échelle de poids spécifique plutôt que de flottabilité;

taille et habitus - l'arrondi, le tri et la taille des fragments allochtones sont fonction de l'énergie du milieu de dépôt (Denison & Fowler, 1980; Parry *et al.*, 1981; Bryant *et al.*, 1988; Van der Zwan, 1990; Gastaldo & Huc, 1992; Oboh, 1992). Dans des sédiments actuels et fossiles, une diminution de

la taille des phytoclastes est observée des dépôts proximaux vers les plus distaux (Cross *et al.*, 1966; Fisher, 1980; Caratini *et al.*, 1983, Boulter & Riddick, 1986; Bustin, 1988). Concernant l'habitus, la forme en baguettes ou en lame ("blade-shaped") de certains fragments de PM4 (PM4-T) influence leurs propriétés hydrodynamiques; leur forme facilite le transport et retarde le dépôt de la même manière que des paillettes de mica (Stanley, 1986). Les fragments de PM4-T ont donc une flottabilité supérieure à des grains équidimensionnels de même nature et de taille semblable. Van der Zwan (1990, p. 175) attribue au PM4-T une flottabilité très élevée, ce qui pourrait sembler contradictoire avec l'échelle de flottabilité proposée précédemment, où le PM4 est considéré comme le palynomacéral à la flottabilité la plus faible. Cette ambiguïté reflète simplement que l'habitus d'une particule donnée peut devenir un paramètre plus important que le poids spécifique dans la définition de sa flottabilité.

En plus de la flottabilité, la proportion et la nature de la fraction allochtone dépendent en grande partie de la résistance relative à la dégradation de chacun des ses composants. Le PM4 est considéré comme un palynomacéral très résistant et peut, de ce fait, être transporté longtemps avant d'être dégradé. Cela peut localement augmenter la proportion relative de PM4, indépendamment de ses propriétés hydrodynamiques.

La fraction relativement autochtone (ou marine)

De nombreux travaux reconnaissent la valeur potentielle de différents groupes taxonomiques ou morphologiques de phytoplancton comme indicateurs environnementaux (Wall 1965, Batten, 1979, 1982, Denison & Fowler, 1980; Tyson, 1987; Lister & Batten, 1988; Honigstein *et al.*, 1989; Prauss, 1990; Busson & Noël, 1991). Une augmentation de l'abondance et de la diversité du phytoplancton dans les périodes de transgression a été fréquemment observée (par exemple Wall, 1965; Williams & Sarjeant, 1967; Tissot, 1979; Habib & Miller, 1989; Smelror & Leereveld, 1989). Cela indique une tendance vers des conditions de mer plus ouverte (Van der Zwan, 1990). A l'opposé, une diminution de la diversité spécifique peut caractériser un confinement du milieu (Châteauneuf, 1983; Lister & Batten 1988; Prauss & Riegel, 1989). Van Pelt & Habib (1988) ou Eshet *et al.* (1992) observent une nette augmentation de l'abondance et la diversité des kystes de dinoflagellés pendant les transgressions et inversement des assemblages riches en trachéides, cuticules et sporomorphes dans les intervalles régressifs.

D'autre part, les deux fractions du palynofaciès subissent les processus écologiques et chimiques propres au milieu de dépôt. La sédimentation de particules organiques peut être fortement affectée lorsque ces dernières sont incorporées dans des pelotes fécales de zooplancton (Honjo & Roman, 1978; Turner & Ferrante, 1979). Ce phénomène ne crée pas d'apports supplémentaires, mais ces pelotes fécales sont connues pour jouer un rôle important dans les flux de MO dans le milieu marin (Tyson, 1987). Etablir la provenance de ces pelotes fécales, ou de tout agrégat de MO, reste délicat; si ces dernières sont transportées, elles subiront les même processus hydrodynamiques que les autres particules, mais si elles sont produites *in situ* leur taille et leur habitus ne seront plus significatifs du milieu.

La bioturbation provoquée par l'activité de la faune benthique représente une autre cause de perturbation. Ce phénomène remanie le sédiment et peut prolonger l'exposition des fragments organiques à l'interface eau/sédiment, là où la dégradation de MO est élevée, entre autres sous une action bactérienne plus intense (Müller & Suess, 1979; Pratt, 1984; Tyson, 1987).

Finalement, les conditions de préservation (par exemple niveau d'oxydation du milieu de dépôt) influencent largement le type de palynofaciès (Hart, 1986; Tyson, 1987; Tribovillard & Gorin, 1991). De manière schématique, un environnement oxique nuit à la préservation de MO dans le sédiment (*cf.* Arthur et al., 1987). A l'opposé, d'importantes accumulations de MO sont fréquemment rencontrées dans les sédiments de type *black shales*, déposés dans des conditions anoxiques (Demaison & Moore, 1980; Jenkyns, 1980; Schlanger *et al.*, 1987).

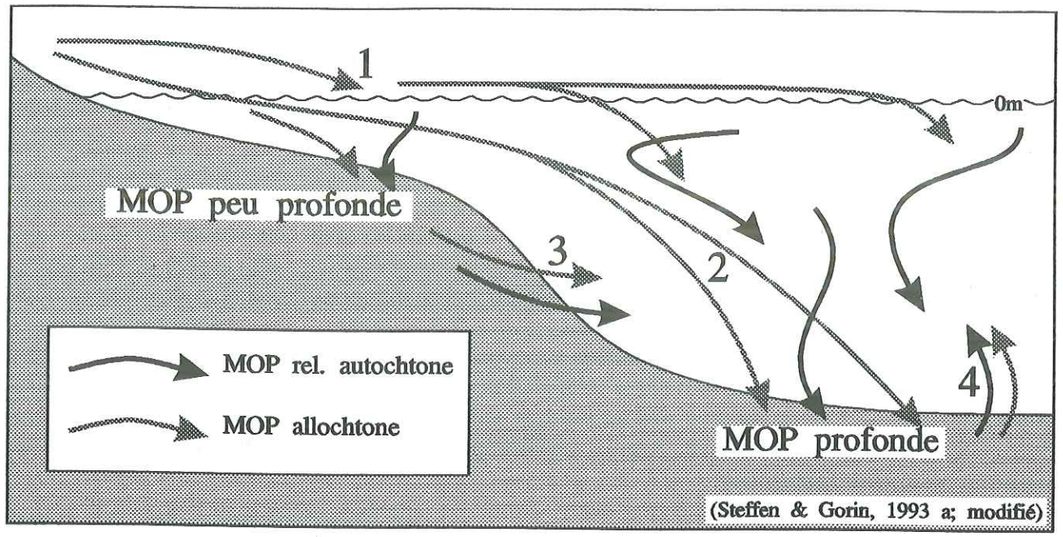


Figure 1.3: Modes de transport et de déposition de la matière organique particulaire (=MOP). La MOP allochtone comprend essentiellement des phytoclastes (groupe des palynomacéraux) et des sporomorphes. La MOP relativement autochtone comprend essentiellement du phytoplancton et des basales de foraminifères.
1) Transport depuis le continent par air (sporomorphes saccates) et par flottaison.
2) Transport depuis le continent par les rivières et les courants marins.
3) Remobilisation de sédiments peu profonds.
4) Remise en suspension par l'action de faunes benthiques.

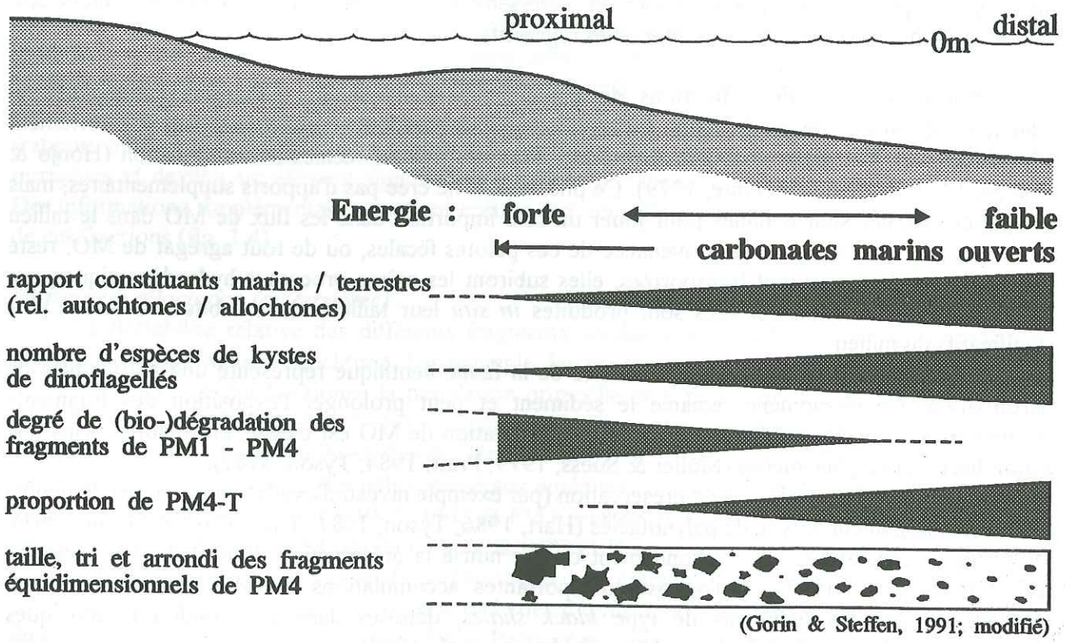


Figure 1.4: Principaux critères utilisés pour convertir les observations dérivées de l'étude du palynofaciès en interprétation environnementale relative, dans les carbonates profonds.

1.4. Méthodes

1.4.1. Echantillonnage

Cette étude repose sur des observations lithologiques et sédimentologiques détaillées. Sur le terrain, une attention toute particulière a été portée sur la stratonomie (évolution de l'épaisseur des bancs, cyclicités, etc.) et sur l'identification de surfaces remarquables (niveaux d'érosions, de condensations, etc.). La densité de l'échantillonnage est plus élevée à proximité des limites de biozones, des changements lithologiques importants ou tout horizon indiquant une rupture de sédimentation.

Dans le Bassin Vocontien, une interprétation préliminaire en termes de stratigraphie séquentielle a été établie sur la base des observations de terrain. Elle a alors été comparée aux indications fournies par le palynofaciès et les autres analyses disponibles, en particulier les minéraux argileux (Deconinck, 1993) et la géochimie (Emmanuel & Renard, 1993). Lorsque des contradictions sont apparues ou que plus de précisions s'avéraient nécessaires, des nouvelles campagnes de terrain furent effectuées afin de détailler l'observation des zones incriminées et d'y prélever des échantillons supplémentaires.

1.4.2. Préparation

Les résidus organiques étudiés dans ce travail ont été obtenus par les méthodes standards de préparation palynologique (voir par exemple Combaz, 1980, p. 59; Traverse, 1988, p. 459). En voici brièvement les principales étapes (fig. 1.5):

(a) broyage - La fraction comprise entre 2 mm et 0.2 mm est séparée par tamisage.

(b) attaques acides (HCl et HF) - Lors de cette étape, l'essentiel de la fraction minérale est éliminé.

(c) élimination des minéraux lourds - Le résidu est soigneusement mélangé à une liqueur dense ($ZnCl_2$), puis centrifugé et seule la fraction supérieure du résidu est récupérée.

(d) filtration - A ce stade de la préparation, il se peut que de nombreuses poussières organiques subsistent encore. Leur origine est indéfinissable et leur présence nuit grandement à l'observation, il est donc nécessaire de tamiser le résidu à l'aide de filtres Nylon à 15 µm.

(e) élimination des minéraux subsistants - S'il reste encore des minéraux, il est possible d'en éliminer une grande partie par une attaque à l'HCl à chaud.

Les différents champs d'étude de la palynologie nécessitent parfois un type de préparation particulier. Suivant l'intérêt du chercheur, il est possible d'interrompre la procédure de préparations et de monter le résidu sur une lame à différentes étapes. Dans le sens ou le palynofaciès est censé représenter "l'image microscopique globale des constituants organiques [d'une] roche" (Combaz, 1964), il ne faudrait idéalement effectuer que les points *a* à *c*; c'est-à-dire monter des lames de type kérogène. Malheureusement, sur les lames kérogène, de nombreuses poussières organiques masquent les constituants principaux et ne permettent pas toujours leur identification. C'est pourquoi, pour le montage des lames palynofaciès, les points *a* à *e* de la préparation sont appliqués. Dans le domaine de la palynostratigraphie, où seule la qualité de l'observation des palynomorphes importe, les chercheurs pratiquent fréquemment des oxydations supplémentaires à l'aide d'acide nitrique afin d'éclaircir les résidus, ou même parfois des colorations.

Dans la mesure où l'intérêt de ce travail porte sur l'évolution relative de la distribution de la MO au sein d'une série, il est absolument essentiel d'appliquer toujours la même procédure de préparation. C'est à cette condition uniquement qu'il est possible de comparer et de mettre en évidence une évolution réelle du palynofaciès d'un échantillon à un autre.

1.4.3. Observation du palynofaciès

La MO dispersée est étudiée en microscopie en lumière naturelle transmise et lumière UV-fluorescente réfléchie à un grossissement moyen (100 - 400 x). Pour chaque échantillon, l'observation s'effectue selon la procédure suivante (points *a* à *c* en lumière naturelle, point *d* en lumière UV-fluorescente; fig. 1.5):

(*a*) Identification des constituants organiques rencontrés;

(*b*) Etablissement de la proportion relative de chaque constituant organique, par comptage d'au moins 200 particules. Des tests ont été effectués en comptant plus de 500 particules, mais il est apparu qu'après un comptage de 200, les proportions relatives exprimées en pourcentages ne varient plus que très faiblement (plus ou moins 1%). Cependant, lors de l'interprétation des résultats, des variations de proportion relative des constituants inférieures à 5% ne seront pas considérées comme significatives, afin de ne pas introduire d'artefacts analytiques;

(*c*) Détermination des autres paramètres du palynofaciès, tels que la diversité et le type de plancton, mesure de la taille et estimation visuelle du tri, de l'arrondi et du degré de dégradation de certains constituants, etc.;

(*d*) Estimation visuelle de la fluorescence des différents groupes de constituants organiques.

Cette procédure d'observation permet d'obtenir une image semi-quantitative du palynofaciès. Pour obtenir des données quantitatives vraies, il aurait fallu traiter pour chaque échantillon une quantité égale de sédiment et ensuite compter absolument tous les fragments du résidu organique. Ce type d'analyse a donné des résultats probants dans les Schistes à Posidonies (Feist-Burkhardt, 1992). Cette démarche s'est avérée impossible dans cette étude où, en particulier dans le Bassin Vocontien, les faibles teneurs en MO ont nécessité la préparation de grandes quantités de sédiments (normalement 0.5 kg, exceptionnellement jusqu'à 2 kg par échantillon) pour l'obtention de quantités variables de résidu organique. En règle générale, l'évaluation quantitative de la MO globale s'effectue à l'aide de méthodes physico-chimiques (*cf.* pyrolyse "Rock-Eval", chapitre 1.1).

1.4.4. Expression des résultats

Les résultats de l'analyse du palynofaciès proposés sous forme de différents diagrammes (figs 3.3, 3.4, 3.5a, 3.5b, 4.2 a, 4.2 b, 5.5 et 5.6), se répartissent en deux types:

les résultats semi-quantitatifs - Après un comptage de 200 particules organiques, les valeurs de chaque catégorie de constituants de la MO sont exprimées en pourcentages. Une proportion relative au total des particules comptées est ainsi obtenue pour chaque catégorie (pourcentage d'abondance des particules).

les résultats qualitatifs - Différent paramètres peuvent ensuite être retenus pour qualifier plus précisément le palynofaciès. Nous retiendrons ici: le nombre d'espèces de kystes de dinoflagellés, la proportion de PM4-T par rapport à la proportion de fragments de PM4 équidimensionnels (PM4-T/PM4) ainsi que la taille moyenne des fragments de PM4. Pour ce dernier paramètre, l'approche sédimentologique proposée par Ackermann (1986) a été utilisée: le diamètre des 12 plus grandes particules de PM4 présentes dans le champ du microscope, à faible grossissement (40 - 100 x) a été mesuré, les deux valeurs les plus élevées ont été éliminées et la moyenne a été effectuée sur les dix valeurs restantes. Des critères tels que le tri, l'arrondi ou l'état de dégradation de certains fragments, ainsi que leur fluorescence, ne sont pas reportés sur les diagrammes de palynofaciès. Ces aspects sont néanmoins mentionnés dans le texte lorsqu'ils sont significatifs.

Pour terminer, signalons que les paramètres spécifiques à l'analyse du faciès organique seront commentés plus loin (Amex-OC et Phyt-OC, Tyson, 1989; *cf.* chapitre 5.3.1), ces derniers n'intervenant que dans les coupes du Bassin du Yorkshire.

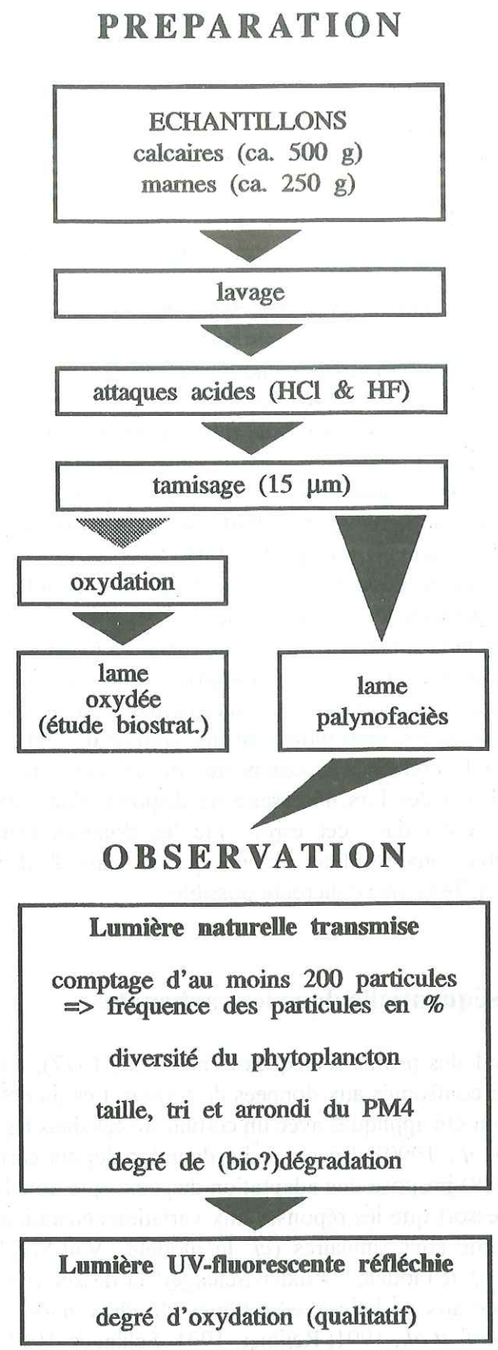


Figure 1.5: Procédure de préparation et d'observation pratiquée pour l'étude du palynofaciès. Les quantités de roche indiquées ici sont celles des échantillons du Bassin Vocontien (50 g/échantillon dans le Bassin Ultrahelvétique - marnes - et 10 à 20 g/échantillon dans le Bassin du Yorkshire - argilites).

2. Analyse séquentielle

2.1. Définition des termes utilisés

Les concepts de base de la stratigraphie séquentielle ne sont pas repris dans ce travail. Le lecteur pourra se référer aux travaux de Vail *et al.* (1977), Posamentier *et al.* (1988), Posamentier & Vail (1988), Van Wagoner *et al.* (1988), Van Wagoner *et al.* (1990) et Vail *et al.* (1991). Le but de cette partie est uniquement de définir la signification donnée aux termes de stratigraphie séquentielle utilisés ici.

Sur le plan de la nomenclature, l'ordre des cycles eustatiques et leur signature stratigraphique dans l'enregistrement sédimentaire sont considérés comme suit:

- les cycles eustatiques de 2ème ordre, d'une durée estimée de 3 à 50 Ma (Vail *et al.*, 1991), génèrent des cycles transgressifs/régressifs (cycles T/R);
- les cycles eustatiques de 3ème ordre, d'une durée estimée de 0.5 à 3 Ma (Vail *et al.*, 1991), génèrent des séquences de dépôt ("sequences", *sensu* Vail). Une séquence de dépôt se définit comme une succession conforme de bancs, génétiquement liés et limités par une discordance ou sa surface latéralement corrélable (Van Wagoner *et al.*, 1990). Au sein d'une séquence de dépôt, différents cortèges ("systems tracts") se distinguent (figs. 2.1, 2.2);
- les cycles eustatiques d'ordre supérieur, d'une durée estimée inférieure à 0.5 Ma (Vail *et al.*, 1991), génèrent des paraséquences. Une paraséquence se définit comme une succession conforme de bancs, génétiquement liés et limités par une surface d'inondation (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Contrairement à d'autres méthodes stratigraphiques comme la biostratigraphie, la magnétostratigraphie ou la géochronométrie, la stratigraphie séquentielle ne peut pas s'appuyer sur des objets ou des mesures concrets, mais plutôt sur une somme d'observations diverses. Elle est une discipline essentiellement interprétative et comporte, de ce fait, une large part de subjectivité (Whittaker *et al.*, 1991). Il est dès lors nécessaire de disposer d'un maximum de données afin de réduire cette composante. C'est dans cet esprit que les données originales de ce travail sont systématiquement confrontées aux résultats obtenus par le biais d'autres disciplines, ceci en vue d'aboutir à l'analyse séquentielle la plus cohérente possible.

2.2. La stratigraphie séquentielle dans les carbonates

Initialement définis sur des profils sismiques (Vail *et al.*, 1977), les concepts de stratigraphie séquentielle ont ensuite été confrontés aux données de terrain. Les modèles proposés (par exemple, Posamentier *et al.*, 1988) ont été appliqués avec un certain succès dans les dépôts siliciclastiques (par exemple, Van Wagoner *et al.*, 1990). En revanche dans les dépôts carbonatés, ces modèles sont parfois contestés. Sarg (1988) propose une adaptation des concepts de stratigraphie séquentielle aux carbonates, de laquelle il ressort que les réponses aux variations eustatiques d'un système carbonaté et d'un système siliciclastique sont similaires (*cf.* le modèle "Vail-Sarg" ci-dessous). Tandis que Droxler & Schlager (1985; *cf.* le modèle "Droxler-Schlager" ci-dessous) attribuent aux carbonates un comportement différent face aux variations eustatiques (Mullins *et al.*, 1988; Eberli & Ginsburg, 1989; Schlager, 1989; Driscoll *et al.*, 1991; Reijmer, 1991; Schlager, 1991; Strasser, 1991).

Le modèle "Vail-Sarg" (fig. 2.3)

Ce modèle ne propose que des différences mineures dans l'agencement des corps sédimentaires siliciclastiques et carbonatés. Il maintient le principe selon lequel l'espace disponible reste le paramètre principal contrôlant la répartition des dépôts. De manière schématique, ce modèle se base

sur une production régulière de carbonates, se déplaçant au gré de l'espace disponible. Il aboutit donc à une séquence ayant dans le bassin les caractéristiques suivantes:

cortège de bas niveau - les dépôts de bassin se constituent principalement pendant les périodes de bas niveau relatif, d'abord par la remobilisation du matériel de plate-forme, ensuite par la production *in-situ*;

cortège transgressif - lors de la transgression, l'espace disponible et, en conséquence, la sédimentation migrent vers la plate-forme, créant un appauvrissement progressif du bassin en carbonates (Vail *et al.*, 1991);

cortège de haut niveau - la sédimentation des carbonates s'effectue principalement sur la plate-forme, jusqu'à son comblement et ce n'est qu'alors que les dépôts atteignent à nouveau le bassin.

Le modèle "Droxler-Schlager" (fig. 2.3)

Ce modèle se distingue du modèle "Vail-Sarg" par deux différences essentielles: la production carbonatées est plus importante lors de certaines périodes et la cimentation rapide des carbonates lors d'émersions de la plate-forme limite fortement leur remobilisation. Une séquence selon le modèle "Droxler-Schlager" aura les caractéristiques suivantes:

cortège de bas niveau - l'effet de l'émersion de la plate-forme est double; d'une part, la plate-forme étant le lieu privilégié de la production carbonatée, cette dernière est fortement ralentie, et d'autre part, les carbonates émergés cimentant rapidement, la remobilisation de sédiment s'avère limitée. Il en résulte donc un cortège de bas niveau particulièrement réduit;

cortège transgressif - l'inondation progressive de la plate-forme permet à nouveau la production croissante de carbonates. Cette production peut rapidement combler l'espace disponible;

cortège de haut niveau - le maximum de production carbonatées s'effectue lorsque la plate-forme est immergée. Ceci provoque une sédimentation importante sur la plate-forme et sur ses flancs, et donne au cortège de haut niveau une allure particulièrement développée. Le surplus de matériel de plate-forme produit est évacué vers le bassin ("highstand shedding", Droxler & Schlager, 1985; Reijmer, 1991) sous la forme de dépôts de calciturbidites et peut, de ce fait, représenter une contribution importante de la sédimentation en bassin.

Des contradictions majeures existent donc entre ces deux modèles, voici les plus significatives:

- les accumulations les plus importantes de carbonates en bassin correspondent aux périodes de bas niveau dans le modèle "Vail-Sarg", tandis qu'elles s'effectuent lors des périodes de haut niveau dans le modèle "Droxler-Schlager";
- les condensations les plus importantes coincident avec le maximum transgressif dans le modèle "Vail-Sarg", alors qu'elles correspondent plutôt au cortège de bas niveau dans le modèle "Droxler-Schlager";
- la fréquence des dépôts turbiditiques est maximale à la base du cortège de bas niveau dans le modèle "Vail-Sarg", alors qu'elle culmine à la fin du cortège de haut niveau dans le modèle "Droxler-Schlager.

Sur ce dernier point, Reijmer (1991) parvient à distinguer les calciturbidites de haut niveau et celles de bas niveau sur la base de leur composition pétrographique. Lors des périodes de haut niveau, la plate-forme étant inondée, les calciturbidites sont essentiellement constituées de matériel de plate-forme (faunes de lagon, débris récifaux, ooïdes, etc.). A l'opposé, les calciturbidites de bas niveau, déposées alors que la plate-forme est émergée, se composent surtout de matériel de talus (faunes bathyales et planctoniques, boues hémipélagiques, etc.).

Dans le modèle "Vail-Sarg" comme dans le modèle "Droxler-Schlager", le cortège transgressif reste, de par sa définition, le seul intervalle transgressif. Même si les deux modèles lui attribuent une géométrie et une répartition différentes, sur le terrain il s'exprimera forcément comme une succession verticale de dépôts à bathymétrie croissante. Dès lors, la difficulté réside dans l'interprétation des intervalles régressifs. Là, seule l'analyse du contenu pétrographique et faunistique, d'après les

surfaces	**surfaces**	***intervals***	**intervalles**
sequence boundary (sb)	limite de séquence (ls)		
		highstand systems tract (HST) *late highstand (LH)* *early highstand (EH)*	cortège de haut niveau (CHN) haut niveau supérieur (HNS) haut niveau inférieur (HNI)
maximum flooding surface (mfs)	surface d'inondation maximale (sim)		
		transgressive systems tract (TST)	cortège transgressif (CT)
top lowstand surface (tls)	surface supérieure du bas niveau (ssbn)		
		lowstand systems tract (LST) *lowstand prograding wedge (LPW)* *slope fan (SF)* *basin floor fan (BFF)*	cortège de bas niveau (CBN) prisme de bas niveau (PBN) cône sous-marin de talus (CST) cône sous-marin de bassin (CSB)
(anglais)	(français)	*(anglais)*	(français)

Figure 2.1: Découpage et nomenclature (anglais et français) des surfaces et des intervalles au sein d'une séquence de dépôts. Les abréviations utilisées dans les figures sont proposées entre parenthèses. La traduction des termes est conforme à celle proposée par Cramez (1990), excepté la traduction de "top lowstand surface" (terme récemment introduit par Vail *et al.*, 1991) qui est proposée dans ce travail.

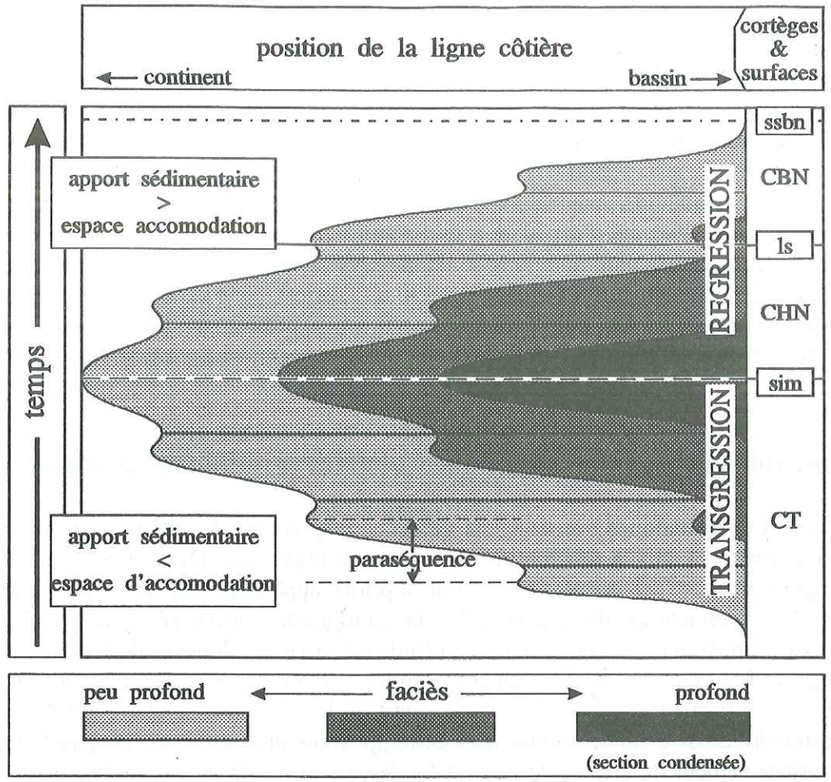


Figure 2.2: Modèle de stratigraphie séquentielle: agencement des faciès au cours du temps, caractéristiques des cortèges de dépôts (abréviations *cf.* fig. 2.1). Le cortège transgressif est rétrogradant (*cf.* backstepping", Vail *et al.* 1991), les cortèges de bas niveau et de haut niveau sont progradants.

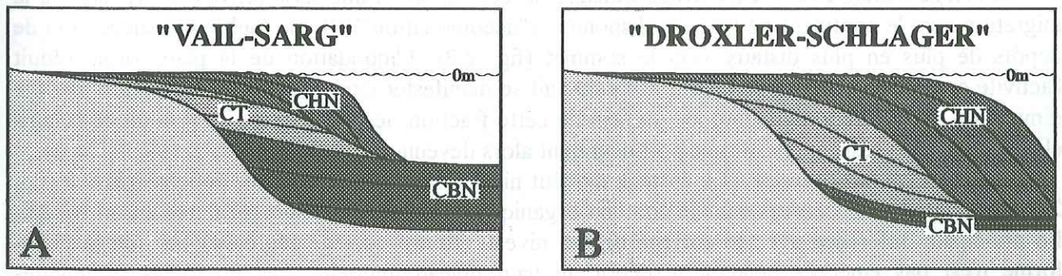


Figure 2.3: Différences entre les modèles de stratigraphie séquentielle (sans échelle) proposés dans la littérature pour les carbonates (abréviations *cf.* fig. 2.1).
A) ce modèle ne comporte pas de différence fondamentale dans l'agencement des cortèges avec les dépôts siliciclastiques (Posamentier & Vail, 1988; Sarg, 1988; Vail *et al.*, 1991). Il maintient le principe que l'espace d'accommodation reste le principal paramètre contrôlant la répartition des dépôts.
B) ce modèle s'appuie sur le fait que les carbonates réagissent différemment des sédiments siliciclastiques (Droxler & Schlager, 1985). En particulier, la production carbonatée est plus importantes à certaines périodes (haut niveau) et la cimentation rapide des carbonates lors d'émersions empêche leur remobilisation (bas niveau).

observations de Reijmer (1991), permet une distinction éventuelle entre le cortège de haut niveau (remplissage par "highstand shedding") et le cortège de bas niveau.

Signalons enfin le modèle de Galloway (1989) qui ne comporte pas de différences fondamentales dans l'agencement des dépôts avec celui de "Vail-Sarg" (Wignall, 1991), mais qui donne une acceptation différente du terme de séquence de dépôt. Galloway (1989) retient comme discontinuités majeures les surfaces d'inondation maximale et propose comme unité de dépôts, la séquence génétique ("genetic sequence") comprise entre deux surfaces d'inondation maximale.

Il ressort de ce débat que l'application dogmatique de chacun des modèles exposés ci-dessus n'est pas souhaitable. Leurs contradictions soulignent, si besoin en était, la nécessité d'effectuer un travail précis, rigoureux et surtout dégagé de tout a priori dans l'identification des intervalles régressifs et transgressifs. La convergence d'arguments provenant de données multiples est essentielle, avant l'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle.

2.3. Sédimentologie organique appliquée à la stratigraphie séquentielle

Les variations eustatiques exercent une influence majeure sur le milieu de dépôt (*cf.* chapitre 2.1.) et, par conséquent, sur la distribution de la matière organique. De ce fait, les principes de la sédimentologie organique (*cf.* chapitre 1.3.) sont, a priori, applicables aux concepts de stratigraphie séquentielle. Les interactions théoriques entre la stratigraphie séquentielle et la sédimentologie organique sont proposées ici, avant de passer à l'étude effective des données de terrain.

Cortège de bas niveau - Un abaissement relatif du niveau marin mène à une émersion totale ou partielle de la plate-forme (limites de séquences type I ou II; Posamentier *et al.*, 1988), causant ainsi une intense activité érosive sur le continent et un remplissage du bassin par "by-pass" (type I). Cela implique un remaniement de sédiments peu profonds vers le bassin et une réoxigénation des fonds marins. Les courants de turbidité et "mass-slides" qui alimentent les cônes sous-marin de bassin et de talus, vont amener des fragments organiques proximaux dans un environnement relativement plus profond. Le prisme de bas niveau se constitue d'une succession verticale de dépôts de plus en plus proximaux vers le sommet (fig. 2.2). Cette tendance bathy-décroissante devrait se traduire dans le contenu organique par une augmentation de la fraction allochtone, ainsi que de la taille des particules, au détriment de la fraction relativement autochtone (Pasley *et al.*, 1991; Gregory & Hart, 1992).

Cortège transgressif - Le cortège transgressif correspond à une série rétrogradante, suite à la migration vers le continent de l'espace disponible ("accomodation"). Il en résulte une succession de dépôts de plus en plus distaux vers le sommet (fig. 2.2). L'inondation de la plate-forme réduit l'activité érosive en bordure de bassin. Cela devrait se manifester dans le contenu organique par une diminution de la fraction allochtone. Au sein de cette fraction, les particules à la flottabilité la plus élevée et les plus résistantes au transport devraient alors devenir dominantes.

Cortège de haut niveau - Le cortège de haut niveau étant à nouveau une série régressive (fig. 2.2), les tendances observées dans le contenu organique du cortège transgressif devraient s'inverser. La principale différence avec le cortège de bas niveau (l'autre cortège régressif) est que la plate-forme n'est pas émergée pendant le dépôt du haut niveau inférieur. Les fragments organiques proximaux, attendus à la base du cortège de bas niveau, ne devraient donc pas se trouver ici. Ces derniers peuvent réapparaître plus haut dans le cortège de haut niveau, plus particulièrement dans des dépôts de "highstand shedding".

3. Le Bassin Vocontien

3.1. Présentation du Bassin Vocontien

Le Bassin Vocontien représente une zone pélagique ouverte à l'est sur la marge européenne de la Téthys (fig. 0.1). Son évolution est exposée de manière très complète dans la "Synthèse géologique du Sud-Est de la France" (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Nous ne retiendrons ici que les grands traits de son histoire au cours du Mésozoïque.

Trias - premières transgressions marines

L'invasion marine du sud-est de la France se marque par un épisode transgressif majeur qui démarre à l'Anisien et atteint son maximum au Ladinien.

Jurassique inférieur - naissance du bassin

Le Lias correspond à la période d'individualisation du bassin en un domaine exclusivement marin, sous l'effet d'une forte subsidence tectonique.

Jurassique moyen - installation des grandes plates-formes

Cette période voit le passage de la subsidence tectonique à la subsidence thermique. La mise en place d'importantes plates-formes carbonatées est provoquée par une subsidence nettement plus faible des bordures. Le bassin, où la subsidence reste forte, est caractérisé par le dépôt d'alternances marno-calcaires, entrecoupées d'épisodes marneux plus importants.

Jurassique supérieur et Crétacé inférieur - comblement du bassin.

La tendance au comblement s'observe à partir du Kimméridgien. L'effet conjugué de facteurs tectoniques, eustatiques et climatiques provoque deux périodes marquées où la régression s'intensifie. Une première au Tithonique et au Berriasien est caractérisée par le dépôt de faciès récifaux (récifs portlandiens) suivis de dépôts margino-littoraux (faciès purbeckiens) sur les plates-formes et ,même en bassin, la sédimentation carbonatée domine ("barre tithonique"). La deuxième période d'intensification de la régression se produit au Barrémien et à l'Aptien avec le développement de la plate-forme urgonienne sur les bordures et se traduit aussi dans le bassin par des dépôts essentiellement carbonatés (*cf.* stratotype du Barrémien; Busnardo, 1965).

Crétacé supérieur - début des compressions alpines.

Cette période voit la fin du Bassin Vocontien. Des faciès de plate-forme externe envahissent le bassin. Cet épisode, globalement régressif, peut être momentanément interrompu par des transgressions (limite Cénomanien - Turonien), marquées notamment par des dépôts de "black shales" en certains points du bassin. A partir du Sénonien d'importants plissements se produisent. La fin du Crétacé supérieur est caractérisée par une émersion quasiment généralisée du sud-est de la France.

Le terme de Bassin Vocontien sera pris ici dans un sens large, englobant le Bassin Vocontien au sens strict (aire des dépôts pélagiques) et la zone périvocontienne (aire des dépôts de plate-forme et de talus). Une carte paléogéographique du Bassin Vocontien au Berriasien est proposée à la figure 3.1. Les plates-formes étaient essentiellement développées au nord (Bresse - Jura) et au sud (Provence). D'importants sillons (ou canyons) traversaient le bassin d'est en ouest entraînant de fréquentes resédimentations (brèches, coulées boueuses, courants de turbidité) entre le Tithonique et le Berriasien (Le Hégarat, 1973; Beaudoin 1980).

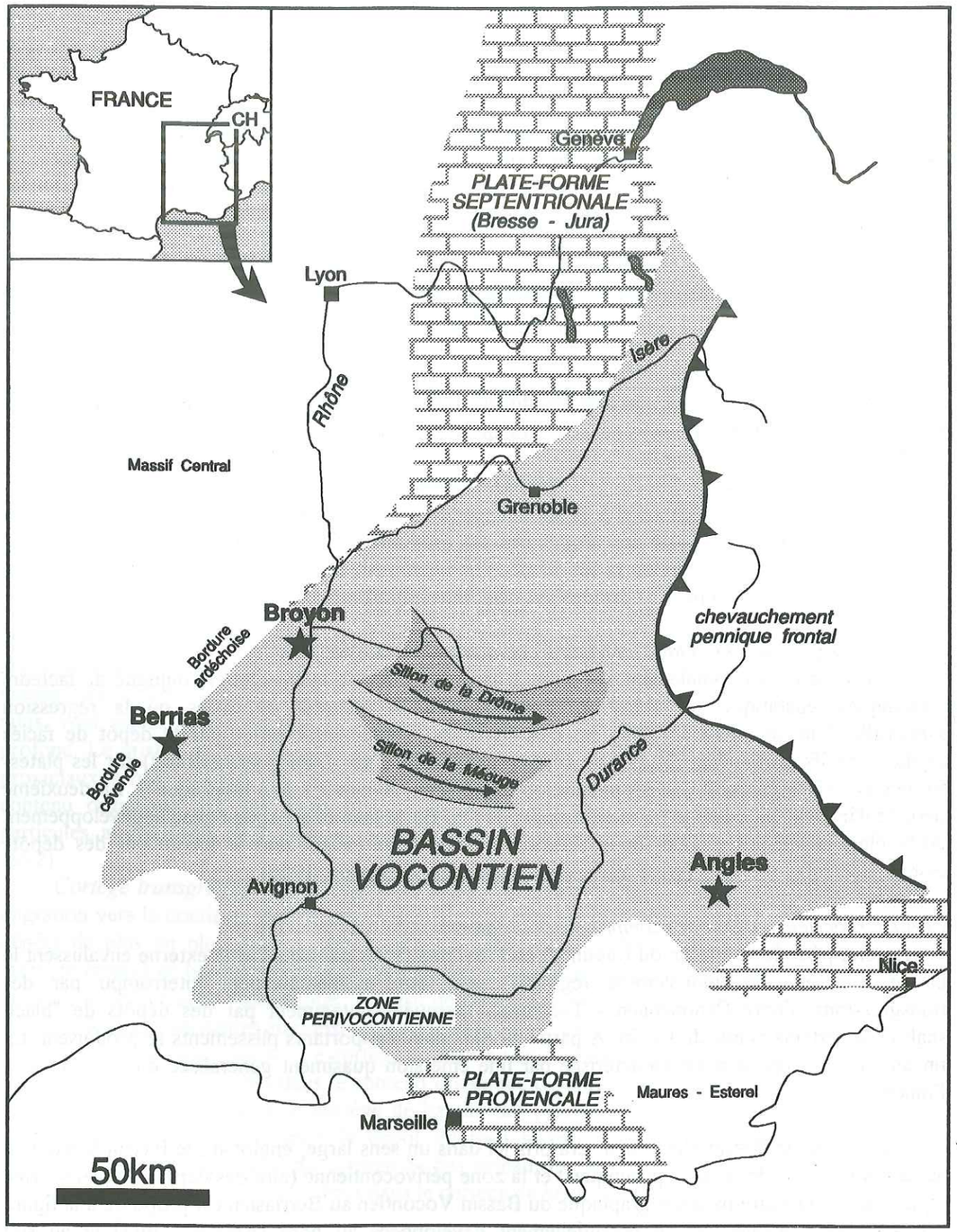


Figure 3.1: Carte paléogéographique du Bassin Vocontien au Berriasien et localisation des coupes de Berrias, Broyon et Angles (modifié d'après Debrand-Passard *et al.*, 1984).

3.2. Présentation des coupes étudiées

3.2.1. La coupe de Berrias (fig 3.3)

En tant que stratotype de l'étage Berriasien, la coupe de Berrias a été l'objet de nombreuses études biostratigraphiques concernant plus particulièrement la répartition des ammonites et des calpionelles (Busnardo *et al.*, 1965; Le Hégarat & Remane, 1968; Le Hégarat, 1973, 1980), et plus récemment, celles des kystes de dinoflagellés (Monteil, 1993). La magnétostratigraphie de cette coupe a été effectuée par Galbrun *et al.* (1986). Ces diverses recherches ont permis un découpage remarquablement fin de la série (fig. 3.3). En outre, elles ont mis en évidence la relative continuité de l'enregistrement sédimentaire, car aucune lacune majeure n'y a été décelée.

Localisation

La coupe étudiée se situe à environ 600m au nord-ouest de la localité de Berrias (Ardèche, F). Elle a été levée le long du ruisseau du Graveyrou (*cf.* Le Hégarat, 1980, fig. 3; carte topographique: feuille IGN Bessèges, 2839, 1/25'000).

Epaisseur

35 m, du banc 138 au banc 200 s.

Age

Les données biostratigraphiques illustrées sur la figure 3.3 sont tirées des travaux de Busnardo *et al.* (1965), Le Hégarat & Remane (1968) et Le Hégarat (1973; 1980). L'absence de faune dans les bancs 138 à 143 ne permet pas la datation de cet intervalle. Les premières faunes d'ammonites, contenues dans le banc 144, indiquent la zone à *Jacobi-Grandis* du Berriasien inférieur. Toutes les sous-zones d'ammonites sont ensuite représentées. Une seule lacune stratigraphique est observée entre les bancs 149 et 150, où le sommet de la sous-zone à *Subalpina* manque. La piètre qualité de l'affleurement au sommet de la coupe ne permet pas l'observation précise du passage Berriasien - Valanginien. Néanmoins le banc 197 représente le dernier horizon attribué au Berriasien (sous-zone à *Callisto*), tandis que les niveaux marneux (banc 200) indiquent déjà le Valanginien (zone à *Otopeta*).

Remarques

Il existe actuellement deux numérotations différentes des bancs à Berrias: celle établie par Le Hégarat (1973), allant de 138 à 200, et celle de Galbrun *et al.* (1986), de 1 à 65. La numérotation "Le Hégarat" s'avère particulièrement opérationnelle à la base et au sommet de la coupe, tandis que la numérotation "Galbrun" recouvre le milieu de la coupe de manière plus précise. Pour la suite de ce travail, les deux numérotations seront proposées lorsque cela sera possible. Cette numérotation correspond à celle utilisée par Jan du Chêne *et al.* (1993).

A l'affleurement, la coupe de Berrias se révèle relativement monotone. Elle est constituée de calcaires micritiques occasionnellement ponctués de brèches monomictes. Les résultats de l'analyse du microfaciès effectuée par Strohmenger & Strasser (1993) sont reportés sur les figures 3.2 et 3.3. La description qui suit s'attache essentiellement à dégager l'arrangement stratonomique des bancs et mettre en évidence de toute surface remarquable (érosion, condensation, etc.).

Description de la coupe

Bancs 138 à 142 - Des bancs discontinus, dont l'allure générale évoque des chenaux amalgamés composent cet intervalle. Deux bancs plus puissants ressortent, le banc 139 et le banc 140. Le banc 139, en particulier, se distingue par un contact inférieur rectiligne (*cf.* "sedimentological break 1", Gorin & Steffen, 1991). L'absence de faune ne permet pas de localiser la limite Tithonique - Berriasien.

Bancs 143/2 à 144 - Un banc massif à base érosive (banc 143/2-4; *cf.* "sedimentological break 2", Gorin & Steffen, 1991), résultant de dépôts de "mud-flow", marque le début de cet intervalle. Il est suivi de bancs fins, parfois bréchiques ("debris-flow", Strohmenger & Strasser, 1993).

Bancs 146/7 à 147/14A - Les bancs 146/7 à 146/10 montrent une strato-décroissance régulière. Une intense bioturbation donne un aspect ondulé au banc 146/11. Cet intervalle se termine par une série de trois bancs fins (146/12 à 146/14A).

Bancs 147/14B à 149 - Des calcaires bréchiques, à base érosive, débutent cet intervalle (bancs 146/14A à 146/15) qui se poursuit par des banc fins (entre 8 et 20 cm pour les bancs 147 à 149). Une lacune d'affleurement (50 cm) est située 1 m en dessous du banc 150.

Banc 150 - Ce banc bréchique à base érosive (*cf.* "sedimentological break 3", Gorin & Steffen, 1991), d'une épaisseur de 1.5 m, représente un excellent niveau repère dans cette coupe. Il est constitué de dépôts de "debris-flow" chenalisés (Strohmenger & Strasser, 1993).

Bancs --/24 à --/34 - Les premiers bancs reposent de manière discontinue, en "onlap", sur le banc 150 (*cf.* Strohmenger & Strasser, 1993, Pl. 4, Fig. 1). Ils sont plus épais (entre 10 et 30 cm) et s'organisent en une succession de quatre séquences lithologiques strato-croissantes (fig. 3.3).

Bancs --/35 à 179/50 - A la base, des bancs strato-décroissants terminés par un fin horizon marneux (sommet du banc --/38) sont observés. Par la suite les bancs sont d'épaisseur variable, sans organisation remarquable, souvent amalgamés. Seul le banc --/42, plus épais (40 cm) ressort clairement. Le sommet du banc --/49 montre une surface très irrégulière.

Bancs 180/51 à 188 - Des bancs plus épais (25 à 50 cm) constituent cet intervalle qui se termine par un banc remarquable (banc 188), caractérisé par la présence de nombreux nodules de pyrite et d'une macrofaune abondante (ammonites, bivalves et échinodermes, *cf.* Le Hégarat, 1980). La surface de ce banc est particulièrement irrégulière et sombre (surface rubéfiée). Ces observations témoignent d'un fort ralentissement du taux de sédimentation à ce niveau de la coupe (*cf.* "sedimentological break 4", Gorin & Steffen, 1991).

Bancs 190 à 200 - L'intervalle débute par une série monotone d'une dizaine de bancs de 20 à 25 cm d'épaisseur. Pour la première fois, de minuscules grains de quartz détritique (25 à 50 µm de diamètre) sont observés (Le Hégarat, 1980). A partir du banc 191/62, les roches n'affleurent plus que partiellement il n'est pas possible de déceler l'organisation stratonomique des bancs. Précisons toutefois qu'à partir du banc 191/61, les grains de quartz détritique sont plus abondants (Le Hégarat, 1980; Strohmenger & Strasser, 1993).

3.2.2. La coupe de Broyon (fig. 3.4)

La coupe de la carrière de Broyon a servi de coupe de référence au travaux de Le Hégarat (1973) et de Cecca *et al.* (1989). Si la continuité de l'affleurement est remarquable, son accès est par endroit difficile; cela est particulièrement vrai pour les calcaires clairs de la partie intermédiaire, qui forment une impressionnante falaise d'une vingtaine de mètres.

Localisation

La carrière de Broyon se situe à 2 km au sud de la localité du Pouzin (Ardèche, F), sur la rive droite du Rhône (*cf.* Cecca *et al.*, 1989, fig. 9; carte topographique: feuille IGN Crest, 3037, 1/25'000).

Epaisseur

40m, du banc 1A au banc 30.

Age

Les données biostratigraphiques utilisées (fig. 3.4) proviennent des travaux de Le Hégarat (1973) et Cecca *et al.* (1989). La biozonation par ammonites donne les indications suivantes:

- la base de la coupe (bancs 1 à 9) est attribuée à la sous-zone à *Richteri*, du Tithonique inférieur;
- la difficulté d'accès et la rareté de la faune dans la partie intermédiaire de la coupe (bancs 10 à 18) rendent la datation délicate. Néanmoins, il semblerait que la partie terminale du Tithonique inférieur (zone à *Ponti*) soit absente, cette lacune se situerait aux environs du banc 10 (base ou sommet ?);
- la limite Tithonique - Berriasien est située à la limite des bancs 17 et 18.

Le dernier banc affleurant (banc 30) ne contient pas d'ammonites, mais il a pu être daté comme appartenant à la zone de calpionelles C.

Remarques

La numérotation des bancs adoptée ici est celle de Jan du Chêne *et al.* (1993). Elle ne correspond pas à celle de Cecca *et al.* (1989).

Description de la coupe

La coupe de Broyon montre trois intervalles distincts de la base vers le sommet: des alternances marno-calcaires à nombreux horizons bréchiques, des calcaires massifs clairs (Formation des Calcaires blancs, Cecca *et al.*, 1989) et des alternances marno-calcaires où les interbancs marneux dominent nettement.

Les alternances marno-calcaires de la base (bancs 1A à 9) - Ces alternances marno-calcaire résultent d'une accumulation de dépôts gravitaires, de type "mud-flow" et "grain-flow", séparés par des marnes hémipélagiques. Des intraclastes sombres sont fréquents dans les bancs calcaires (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les calcaires massifs (bancs 10 à 18C) - Les brèches massives (banc 10) correspondent à un "debris-flow" chenalisé à base érosive. Cela est particulièrement visible sur le flanc nord de la carrière, où les brèches entaillent les marnes inférieures (banc 9) et reposent directement sur le banc 8. Quatre niveaux finement lités représentent le banc 11. Les bancs 12 à 18 sont essentiellement constitués de brèches monomictes résultant de "mud-flows". La difficulté d'accès rend délicate l'observation détaillée de cette portion de la coupe. Un agencement strato-décroissant des bancs 18A à 18C est observé. Une surface fortement bioturbée, ferrugineuse et riche en fossiles (sommet du banc 18A) marque la fin de cet intervalle et révèle une interruption de la sédimentation.

Les alternances marno-calcaires du sommet (bancs 19 à 30) - Contrairement aux alternances marno-calcaires de la base, il s'agit là de véritables alternances hémipélagiques. Les bancs calcaires sont tous micritiques et ne comportent jamais d'intraclastes. Les intervalles marneux sont nettement dominants et montrent une tendance strato-croissante. Le sommet de la coupe n'affleure que très partiellement (bancs 29 à 30). Ces alternances marno-calcaires se terminent par une brèche monomicte, pyriteuse et à matrice spathique, interprétée comme un dépôt de "grain-flow" (banc 30; Strohmenger & Strasser, 1993).

3.2.3. La coupe d'Angles (fig. 3.5 a et b)

La coupe de la route d'Angles offre une continuité d'affleurement remarquable du Tithonique supérieur au Barrémien. Elle a depuis longtemps servi de référence aux géologues, en particulier pour les étages Valanginien (hypostratotype; Busnardo *et al.*, 1979) et Barrémien (stratotype; Busnardo, 1965). L'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien étudié ici se compose de deux parties, respectivement sur la rive gauche (sud) et sur la rive droite (nord) du torrent d'Angles (tronçons A et B de Le Hégarat & Ferry, 1990). Une lacune d'observation, estimée à moins d'un mètre, sépare ces deux coupes.

Localisation

L'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien de la coupe d'Angles (Alpes de Hte-Provence; F) se situe à l'intersection de la route N207, qui relie St André des Alpes à Nice, et de la route D33, qui mène au village d'Angles (*cf.* Le Hégarat & Ferry, 1990, fig. 1).

Epaisseur de l'intervalle étudié

77m, du banc 59 au banc 180.

Age

L'extrême rareté de la macrofaune dans l'intervalle Tithonique - Berriasien ne permet pas le découpage en biozones d'ammonites. Cependant, au sommet de la portion étudiée, les ammonites se font plus fréquentes et permettent la localisation précise de la limite Berriasien - Valanginien entre les bancs 169A et 170 (R. Busnardo, comm. pers.). Les données biostratigraphiques, présentées ici, proviennent de l'étude des calpionelles de Le Hégarat & Ferry (1990). L'intervalle étudié débute dans le Tithonique supérieur (zone A3). La limite Tithonique - Berriasien est placée entre les bancs 67B et 68, et la limite Berriasien - Valanginien entre les bancs 169D et 170.

L'étude des calpionelles met en évidence deux importantes lacunes dans la série berriasienne d'Angles (lacunes S1 et S2 de Le Hégarat & Ferry, 1990, fig. 2) chacune étant marquée par des slumps. La première lacune correspond aux bancs 88 à 89 où l'absence de la zone C et du sommet de la zone B est reportée. La seconde lacune, des bancs 120 à 124, est marquée par l'absence du sommet de la zone D1 et la base de la zone D2.

Remarques

La numérotation des bancs adoptée ici correspond à celle de Jan Du Chêne *et al.* (1993). Dans la partie inférieure de la coupe, elle diffère de celle proposée par Le Hégarat & Ferry (1990), afin d'éviter des répétitions dans les numéros des bancs entre les deux parties de la coupe.

Description de la coupe

De manière générale, la coupe étudiée marque le passage graduel des calcaires massifs du Tithonique vers les alternances marno-calcaires du Valanginien. De la base vers le sommet, les bancs calcaires s'individualisent progressivement et les interbancs marneux deviennent plus important.

Bancs 59 à 67B - Cet intervalle est constitué de calcaires massifs. Des silex sont fréquents et forment des horizons continus (sommet du banc 62), des nodules (sommet des bancs 60 et 66A) ou des zones diffuses (banc 67B). Ces calcaires sont souvent bréchiques (bancs 64B, 65 et 67B) et peuvent contenir des débris de bivalves, de gastéropodes et d'échinodermes. Ils correspondent à des dépôts de "mud-flow" et "debris flow" (Strohmenger & Strasser, 1993). Une surface d'érosion est observée au sommet du banc 67B.

Bancs 68 à 75 - Une succession de bancs discontinus, difficilement individualisables, caractérise cette partie de la coupe. Leur allure générale évoque des remplissages de chenaux amalgamés et n'est pas sans rappeler la base de la coupe de Berrias (bancs 138 à 142 à Berrias). Quelques nodules de silex sont encore présents (sommet des bancs 69 et 71).

Bancs 78 à 87 - Il s'agit de bancs micritiques bien lités à joints secs, exceptés pour les bancs 78 et 80, où un fin joint marneux est observé. Un corps lenticulaire au sein du banc 78 suggère un remplissage de chenal; ce type de structure ne réapparaît cependant plus dans la suite cet intervalle.

Bancs 88 à 89 - Cet intervalle correspond au slump S1 de Le Hégarat & Ferry (1990), première lacune majeure mentionnée ci-dessus (*cf.* chapitre 3.4.1). Il s'agit de bancs calcaires slumpés, localement bréchiques, résultant de dépôts instables de type "debris-flow".

Bancs 90 à 119 - Des alternances marno-calcaires composent cet intervalle. L'arrangement des bancs est d'abord strato-décroissant jusqu'au banc 102, où les interbancs marneux sont les plus développés, puis strato-croissant jusqu'au banc 119. Une intense bioturbation caractérise les bancs 90 à 93. Des bancs 103 à 119, les alternances s'organisent en cinq cycles superposés (Strohmenger & Strasser, 1993).

Bancs 120 à 124 - Cet intervalle correspond au slump S2 de Le Hégarat & Ferry (1990), deuxième lacune majeure mentionnée ci-dessus (*cf.* chapitre 3.4.1). Il ne s'agit cependant pas de vrais slumps, mais plutôt de bancs chenalisés (Strohmenger & Strasser, 1993).

Bancs 125 à 180 - La partie supérieure de la coupe se révèle relativement monotone. La tendance générale montre un amincissement des bancs calcaires au profit d'un épaississement des interbancs marneux. Des rides, fortement bioturbées, sont présentes au sommet du banc 160 et suggèrent l'existence de courants profonds (*cf.* "muddy contourites", Strohmenger & Strasser, 1993).

3.3. Palynofaciès

Avant de détailler les résultats de l'analyse du palynofaciès, il est nécessaire de mettre en évidence quelques caractéristiques de la MO, communes aux trois coupes étudiées:

- le contenu en carbone organique (COT) est toujours faible; les résultats de la pyrolyse "Rock-Eval" n'atteignent jamais 0.2% poids;
- les sédiments étudiés ne contiennent jamais de MOA fluorescente (MOA riche en hydrogène; McPhilemy, 1988);
- en lumière UV-fluorescente, les kystes de dinoflagellés (plus riches en hydrogène que les palynomacéraux, Whitaker, 1984) ne fluorescent que faiblement;

Ces observations indiquent que des conditions oxiques, a priori défavorables à la conservation de la MO, prévalaient dans le Bassin Vocontien entre le Tithonique supérieur et le Berriasien. Ces très faibles teneurs en MO nous ont conduits à préparer des quantités élevées de roches (0.5 à 2 kg par échantillon calcaire et 0.3 kg par échantillon marneux) afin de récupérer suffisamment de résidu organique pour l'étude du palynofaciès.

Le palynofaciès des coupes de Berrias, Broyon et Angles est reporté en détail sur les figures 3.3, 3.4, 3.5a et 3.5b. La description qui suit s'attache surtout à dégager les événement significatifs dans la distribution de la MO particulaire.

3.3.1. La coupe de Berrias (fig. 3.3)

Bancs 138 à 142 (Pl. 1 A) - La base de la coupe est dominée par un assemblage de PM1 et PM2 fortement (bio?-) dégradés (PM1/2-B) et, accessoirement, quelques filaments de champignons. Le contour arrondi de certains fragments de PM1/2-B évoque des pelotes fécales (Honjo & Roman, 1978; Turner & Ferrante, 1979; Porter & Robbins, 1981). Les fragments de PM4 sont peu triés, particulièrement anguleux et leur taille est relativement élevée (jusqu'à 120 µm). La proportion de kystes de dinoflagellés ne dépasse pas 2%.

Bancs 143/2 à 144 - La proportion de PM1/2-B diminue. La proportion de kystes de dinoflagellés est encore peu constante, mais peut atteindre 10% (banc 144).

Bancs 146/7 à 147/14A (Pl. 1 B et C) - Absents à la base de l'intervalle (bancs 146/7 et 146/8), les kystes de dinoflagellés apparaissent massivement (jusqu'à 25% dans le banc 146/12) et pour la première fois le nombre d'espèce est supérieur à 20. Cette augmentation s'effectue de pair avec la proportion de PM4-T au détriment du PM1/2-B qui disparaît complètement. Les fragments de PM4 sont bien triés et arrondis.

Bancs 147/14B à 149 - La proportion de kystes de dinoflagellés est de 5% dans la partie inférieure de l'intervalle et augmente brusquement pour atteindre 60% (banc 149). Le PM1 diminue au profit de petits fragments PM4 (30 µm).

Banc 150 - Etant donné l'impossibilité de distinguer clairement la matrice des éléments de ce banc bréchique, aucun échantillon n'en a été préparé.

Bancs --/24 à --/34 (Pl. 1 D) - Cet intervalle est caractérisé par une distribution totalement erratique de tous les composants organiques. La proportion de kystes de dinoflagellés oscille brusquement dans une fourchette de valeur de 3 à 20%.

Bancs --/35 à 179/50 (Pl. 1 E) - Un maximum de kystes de dinoflagellés, tant en abondance (20%) qu'en diversité (50 espèces), et de PM4-T caractérise le banc --/38. Dans ce même banc, le PM1/2-B est totalement absent et le PM4 se compose de petits fragments (20 µm) particulièrement bien triés et arrondis. Dans la suite de cet intervalle, la proportion de kystes de dinoflagellés reste faible et celle de PM1/2-B forme un pic peu avant le sommet de l'intervalle (banc 174/47).

Bancs 180/51 à 188 - Les kystes de dinoflagellés sont particulièrement rares dans cet intervalle, dominé par du PM1/2-B. Le banc 188 ne contient quasiment que des larges fragments de PM1/2-B, de forme péloidale, plus sombres que précédemment (*cf.* les particules "amorphous non-structured" de Hart, 1986). Les quelques kystes de dinoflagellés rencontrés (<2%) sont fortement dégradés.

Banc 190 à 200 (Pl. 2 A et B) - La proportion de kystes de dinoflagellés diminue dans un premier temps pour ensuite atteindre un maximum absolu, en abondance et en diversité, au sommet de la coupe (banc 200b). Pour la première fois, les basales de foraminifères, qui n'apparaissaient jusqu'ici qu'épisodiquement en quantité mineure (bancs 149 et --/38), sont présentes en quantités significatives (de 2 à 5%).

Remarques

Une vue d'ensemble de la distribution des constituants organiques dans la coupe de Berrias appelle les commentaires suivants:

- les sporomorphes sont rares tout au long de la coupe;
- il existe une bonne corrélation entre la distribution des kystes de dinoflagellés et du PM4-T;
- lorsque le PM1/2-B est abondant, les kystes de dinoflagellés et, suite à l'observation précédante, le PM4-T ne sont présents qu'en faible proportion;
- de manière tout à fait générale, le PM1/2-B diminue de la base au sommet de la coupe, au profit des kystes de dinoflagellés et du PM4-T.

3.3.2. La coupe de Broyon (fig. 3.4)

Bancs 1A à 9 - Aucune tendance générale ne peut être dégagée de la distribution plutôt erratique des constituants organiques dans cet intervalle. La fraction allochtone est dominante. Des fragments de PM1/2-B sont toujours présents dans des proportions variables. Des sporomorphes apparaissent épisodiquement en proportions parfois importantes (13% dans le banc 1A et 18% dans le banc 2). La proportion de kystes de dinoflagellés est faibles, ces derniers marquent un pic en abondance et en diversité dans le banc 9.

Bancs 10 à 18C (Pl. 2 C) - Cet intervalle est uniquement constitué de fragments allochtones fortement dégradés de la fraction allochtone. La proportion de PM1/2-B augmente vers le sommet, où ces fragments atteignent des tailles élevées (jusqu'à 600 µm). La proportion de PM4-T est négligeable (<2%) et aucun kyste de dinoflagellé n'a été observé.

Bancs 19 à 30 (Pl. 2 D) - Bien que la fraction autochtone ne soit jamais abondante (de 0 à 5% de kystes de dinoflagellés), le contenu organique de la partie supérieure de la coupe montre un net changement. Le PM1/2-B, dominant dans l'intervalle précédant, a complètement disparu ici. La taille des fragments de PM4 diminue. Le PM4-T réapparaît en proportions élevées (de 10 à 30%). Au sein de l'intervalle, la distribution des constituants organiques est plutôt monotone et ne montre pas de variations importantes.

Remarques

Une vue d'ensemble de la distribution des constituants organiques dans la coupe de Broyon appelle les commentaires suivants:

- les trois subdivisions lithologiques proposées (*cf.* chapitre 3.2.2) correspondent à d'importants changements du palynofaciès;
- la fraction relativement autochtone n'apparaît qu'en faibles proportions et est même totalement inexistante dans la partie intermédiaire de la coupe.

3.3.3. La coupe d'Angles (fig. 3.5 a et b)

Bancs 59 à 75 (Pl. 2 E) - Cet intervalle contient une proportion élevée de PM1/2-B. Les fragments de PM4 sont anguleux et de grande taille (70 à 120 µm). Les sporomorphes sont continuellement présents. Les kystes de dinoflagellés sont virtuellement absents, leur proportion n'atteignant jamais 2%.

Bancs 78 à 87 - Le contenu organique de ces niveaux montre des caractéristiques intermédiaires entre l'intervalle précédant et le suivant. Dans la fraction allochtone, des fragments de PM1/2-B et des sporomorphes sont encore présents à la base et disparaissent vers le sommet. Dans la fraction relativement autochtone, les kystes de dinoflagellés quasiment absents jusque là apparaissent dans une proportion encore faible (3 à 6%).

Bancs 88 à 89 - Un échantillon issu du premier slump a été étudié (fig. 3.5a). Il ne montre pas de changement important dans le palynofaciès par rapport aux niveaux précédents et suivants, si ce n'est une proportion un peu plus élevée de PM1/2-B (9%).

Bancs 90 à 119 - Des fragments de PM1/2-B apparaissent épisodiquement. Des kystes de dinoflagellés sont continuellement présents dans des proportions variables. Les fragments de PM4 sont de plus petite taille (50 à 70 µm) que dans la partie inférieure de la coupe.

Bancs 120 à 124 - Un échantillon issu du second slump a été étudié (fig. 3.5b). Comme dans le premier slump (bancs 88 et 89) la seule caractéristique significative est la présence de PM1/2-B (8%), autrement absent ailleurs dans cet intervalle.

Bancs 125 à 180 (Pl. 2 F) - La proportion de kystes de dinoflagellés est relativement élevée (de 7 à 31%), alors que les fragments de PM1/2-B ne sont plus présents que dans de rares niveaux (bancs 132 et 160). Les pics dans la distribution des kystes de dinoflagellés correspondent à des maxima de PM4-T et à des fragments de PM4 de petite taille, arrondis et bien triés (bancs 130 et 142). Des basales de foraminifères sont occasionnellement présentes (<2%) et sont associées à des proportions élevées de kystes de dinoflagellés (par exemple, bancs 142, 162 et 172). Les sporomorphes sont fréquents à partir du banc 147.

Remarques

Une vue d'ensemble de la distribution des constituants organiques dans la coupe d'Angles appelle les commentaires suivants:

- de manière tout à fait générale, le PM1/2-B massivement présent à la base de la coupe diminue brusquement (bancs 84 à 86) lorsque les kystes de dinoflagellés apparaissent en quantité significative (à partir du banc 78). Ces derniers augmentent alors presque graduellement jusqu'au sommet (31% dans les bancs 172 et 178);
- les variations dans la distribution des constituants organiques dans la coupe d'Angles sont plus graduelles et moins prononcées qu'à Berrias.

3.3.4. Discussion

Avant d'interpréter les résultats de l'analyse du palynofaciès, il est possible de relever des points communs aux coupes étudiées, pourtant distantes de plusieurs dizaines de kilomètres l'une de l'autre (fig. 3.1). En particulier, la chronologie de certains événements affectant la distribution des constituants organiques mérite d'être constatée:

- la fraction relativement autochtone n'est présente qu'en très faible proportion du Tithonique supérieur au Berriasien basal (zone A et première partie de la zone B de calpionelles). Cet intervalle est nettement dominé par la fraction allochtone, souvent caractérisée par une abondance de fragments de PM1/2-B et par des grains de PM4 de relativement grande taille;
- les kystes de dinoflagellés apparaissent en proportion significative dans la zone B de calpionelles;
- un maximum d'abondance et de diversité des kystes de dinoflagellés s'observe à la limite Berriasien - Valanginien. La coupe de Broyon se terminant à la base de la zone C de calpionelles, ce dernier commentaire ne concerne que les coupes de Berrias et d'Angles.

Type	*Description*	*Mode de dépôt*
Faciès type I	Fossil wackestones	autochtone (periplatform ooze)
Faciès type II	Intraclast-fossil wackestones/floatstones	mud-flow (faciès type IIm) debris-flow (faciès type IId)
Faciès type III	Intraclast-fossil grainstones/rudstones	grain-flow (fluxoturbidites)

(Strohmenger & Strasser, 1993; modifié)

Figure 3.2: Faciès types des coupes de Berrias (*cf.* fig. 3.3), Broyon (*cf.* fig. 3.4) et d'Angles (*cf.* fig. 3.5 a et b).

3.4. Interprétation

3.4.1. Découpage séquentiel

Le découpage séquentiel des coupes de Berrias, Broyon et Angles a été établi par le "Groupe de travail sur le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien" (*cf.* Jan Du Chêne *et al.*, 1993). Ce groupe de travail visait à évaluer l'apport de diverses disciplines géologiques à la stratigraphie séquentielle. Les disciplines sont: la sédimentologie des argiles (Deconinck, 1993), la géochimie (Emmanuel & Renard, 1993), la distribution des nannofossiles calcaires (Gardin & Manivit, 1993) et des kystes de dinoflagellés (Monteil, 1993), et l'étude de la MO particulaire (Steffen & Gorin, 1993 a). Si les premières observations de terrain et l'analyse des faciès (Strohmenger & Strasser, 1993) servirent de base pour le découpage séquentiel, les méthodes analytiques, mentionnées auparavant, mirent en évidence certains événements qui furent confirmés lors de campagnes de terrain ultérieures. De ces travaux ressort une abondance de données qui, ajoutées aux observations préexistantes, autorisent un découpage séquentiel remarquablement fin de l'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien. Dans la synthèse des travaux du groupe (Jan Du Chêne *et al.*, 1993), trois séquences de dépôts dans le Tithonique supérieur (Ti4 à Ti6) et sept séquences de dépôts dans le Berriasien (Be1 à Be7) sont proposées.

Cependant, suite aux résultats de la géochimie (Emmanuel & Renard, 1993) et de l'étude biostratigraphique des kystes de dinoflagellés (Monteil, 1993), un doute subsiste sur la corrélation des séquences du Berriasien supérieur. Cela nous a incités à retourner sur le terrain pour affiner encore nos observations et nous a permis d'identifier une séquence supplémentaire dans la partie supérieure de la sous-zone à *Paramimounum* à Berrias (Séquence Be5 de ce travail). Cette découverte entraine un décalage dans la numérotation des trois séquences du Berriasien supérieur (fig. 3.7). Précisons ici, qu'il s'agit là d'un changement mineur dans l'ensemble du découpage proposé par le "Groupe de travail sur le Crétacé inférieur du Bassin Vocontien", dont les limites séquentielles sont reprises ici dans leur intégralité.

Pour terminer sur ce point, ajoutons que les travaux menés sur les dépôts berriasiens de plate-forme (Charollais *et al.*, 1992; Clavel *et al.*, 1992) aboutissent aussi à un découpage du Berriasien en huit séquences de dépôts. Ces auteurs ne proposent cependant pas de numérotation pour la première séquence, dans la partie inférieure de la zone à *Jacobi-Grandis*, étant donné la difficulté de dater avec précision la position de sa limite inférieure (B. Clavel, comm. pers.). Il nous paraît vraisemblable de considérer qu'il s'agit de la séquence Be1 de Jan Du Chêne *et al.* (1993), reprise dans ce travail (fig. 3.7).

Nous allons maintenant examiner plus en détail chacune de ces séquences dans les trois coupes étudiées, et en particulier leurs caractéristiques en termes de palynofaciès.

Les séquences Ti4, Ti5 et Ti6
(n'affleurent qu'à Broyon et à Angles)

Broyon

L'interprétation - Les cortèges de bas niveau des trois séquences sont superposés ("stacked lowstand systems tracts"). Les bancs 1A à 8 correspondent au prisme de bas niveau d'une séquence dont la limite inférieure n'affleure pas (Ti3?) et les bancs 10 à 17 à un cône sous-marin de talus.

Les arguments de terrain - L'abondance des dépôts gravitaires ("mud-flows" et "debris-flows") parfois chenalisés, la présence de faunes dérivées de la plate-forme ou du talus (bivalves, échinodermes ou gastéropodes; Strohmenger & Strasser, 1993) témoignent de l'instabilité des pentes et de la remobilisation de sédiment, vraisemblablement liées à une rapide diminution de l'espace d'accommodation. Les dépôts gravitaires ne contiennent pas de matériel de plate-forme (débris récifaux, ooïdes, etc.) et n'évoquent jamais de ce fait des dépôts liés au "highstand shedding" (*cf.* Reijmer, 1991).

La limite de séquence Ti4 est marquée par la base fortement érosive du banc 10, la limite de séquence Ti5 par la reprise des dépôts bréchiques à la base du banc 12; la limite de séquence Ti6 n'a pas été identifiée (Jan Du Chêne *et al.*, 1993).

Les arguments du palynofaciès - La fraction allochtone domine le contenu organique. La faible proportion relativement continue, puis la disparition des particules relativement autochtones confirment l'absence d'événements transgressifs importants.

Les phénomènes de tri qui affectent les composants minéraux dans les dépôts gravitaires (granoclassement par décantation différentielle) exercent aussi une influence sur les particules organiques (Fisher, 1980; Stanley, 1986; Van der Zwan, 1990). Cela semble être le cas dans la partie inférieure de la coupe (bancs 1 à 8; *cf.* "thin bedded debris-flow" de Strohmenger & Strasser, 1993), où des pics simultanés de PM4-T et de sporomorphes sont observés dans la fraction fine des dépôts. Cette observation pourrait expliquer le caractère erratique de la distribution des composants organiques dans cet intervalle.

L'augmentation de fragments allochtones dégradés entre les bancs 10 à 17 indique une tendance vers des dépôts plus proximaux (fig. 1.4). Ce caractère régressif dans le cône sous-marin de talus résulte de l'effet combiné du comblement provoqué par la progradation des sédiments et de l'abaissement du niveau marin.

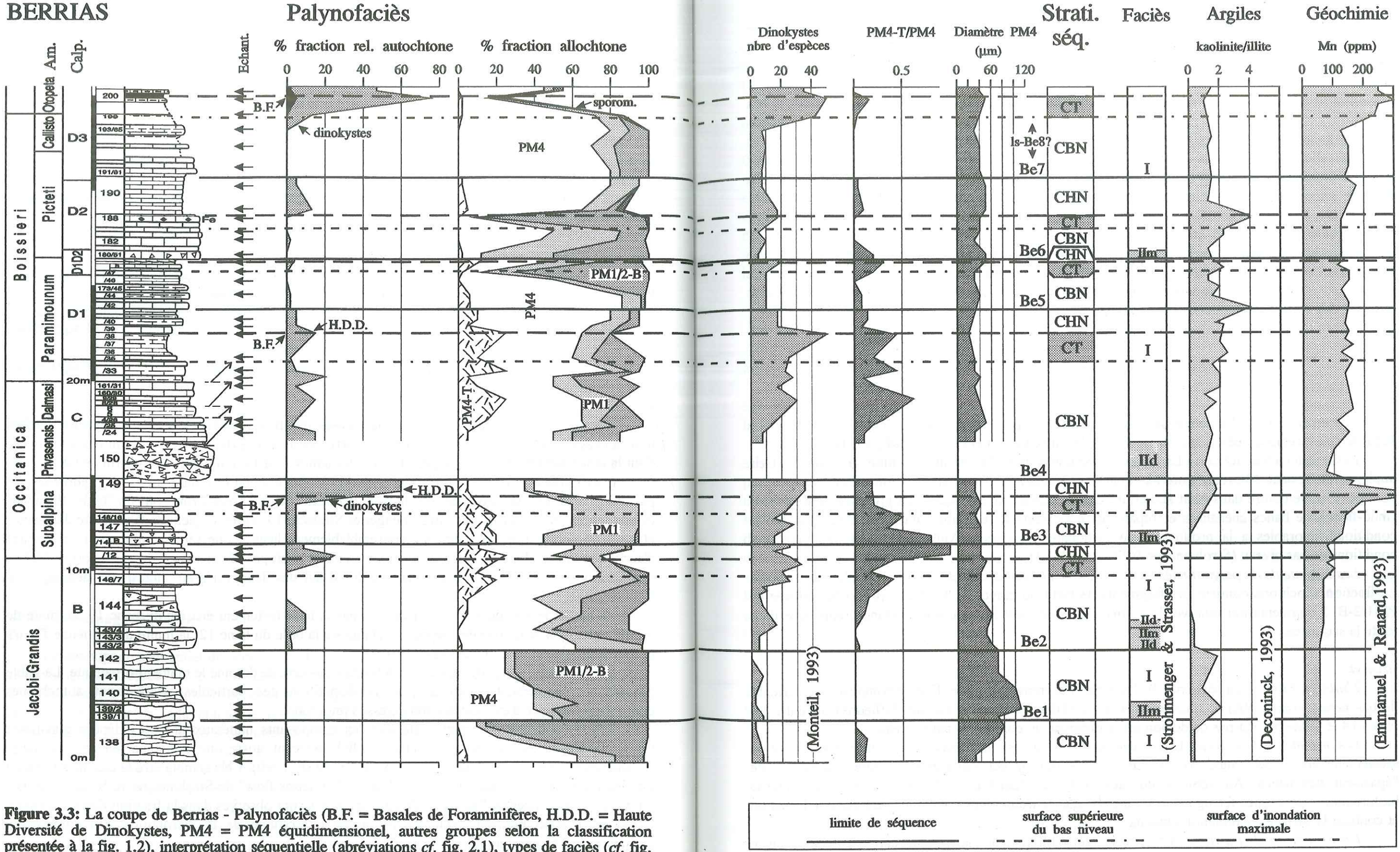


Figure 3.3: La coupe de Berrias - Palynofaciès (B.F. = Basales de Foraminifères, H.D.D. = Haute Diversité de Dinokystes, PM4 = PM4 équidimensionel, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2), interprétation séquentielle (abréviations *cf.* fig. 2.1), types de faciès (*cf.* fig. 3.2), données partielles de l'étude des minéraux argileux et de la géochimie (*opus cit.*).

Angles

L'interprétation - Comme à Broyon, seuls les cortèges de bas niveau sont présents (sommet de Ti5 et Ti6).

Les arguments de terrain - Les faciès sont similaires à ceux de Broyon, soit une succession de "mud-flows" et "debris-flows", parfois chenalisés (*cf.* arguments de terrain à Broyon, ci-dessus). La limite de séquence Ti6 est marquée par l'arrivée de "debris-flow" à densité d'intraclastes plus élevée à la base du banc 64B.

Les arguments du palynofaciès - L'absence de fraction relativement autochtone, observée à Broyon dans les séquences Ti5 et Ti6, se répète ici (*cf.* arguments du palynofaciès à Broyon, ci-dessus). A Angles cependant, il est moins évident de dégager une tendance dans la distribution des fragments allochtones. Ceci est vraisemblablement dû à la position plus distale et au milieu de dépôt plus profond, cela a pour effet d'atténuer l'influence des variations eustatiques sur le contrôle de la sédimentation organique.

Commentaire

Seuls les cortèges de bas niveau des séquences Ti4 à Ti6 sont présents. Cela se traduit par une succession de dépôts relativement uniformes dans leur contenu organique et ne permet pas de caractériser les limites de séquences sur la base de l'analyse du palynofaciès, étant donné qu'elles séparent des corps sédimentaires de même type.

La séquence Be1

Berrias

L'interprétation - La limite de séquence Be1 est placée entre les bancs 138 et 139/1. La séquence n'est représentée que par le cortège de bas niveau (Jan Du Chêne *et al.*, 1993).

Les arguments de terrain - La base du banc chenalisé (139) marque la limite de séquence. Cela implique que le banc 138 représenterait la partie supérieure du Tithonique (séquence Ti6?), ce qui ne peut pas être démontré dans l'état actuel des données biostratigraphiques. La présence de dépôts de "mud-flow", de bancs chenalisés et l'épaisseur importante de certains bancs (141), témoignant de conditions favorables à la production de carbonates en bassin (Milliman, 1974), indiquent des conditions de bas niveau (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les arguments du palynofaciès - La fraction relativement autochtone est virtuellement absente. La fraction allochtone contient des fragments de PM4 de grande taille et une proportion élevée de PM1/2-B. L'augmentation relative de ce dernier constituant indique une tendance régressive dans toute la séquence.

Broyon

L'interprétation - La séquence Be1 est particulièrement réduite. Elle se compose des cortèges de bas niveau (banc 18A) et transgressif (bancs 18B et 18C). Une lacune d'affleurement entre les bancs 18 et 19 ne permet pas de démontrer la présence du cortège de haut niveau.

Les arguments de terrain - Le cortège de bas niveau est caractérisé par un banc épais chenalisé localement bréchique ("mud-flow"). Le cortège transgressif correspond à une diminution de l'épaisseur des bancs. Au sommet du banc 18C, un "hard ground", marqué par une intense bioturbation, une surface ferrugineuse et une abondance d'ammonites, indique une forte condensation et contient la surface d'inondation maximale.

Les arguments du palynofaciès - Un seul échantillon a été analysé dans cette séquence, dans le cortège de bas niveau (banc 18A). Son contenu organique, similaire aux échantillons précédants (bancs 15 et 17), est largement dominé par des fragments de PM1/2-B et la fraction relativement autochtone est absente.

Angles

L'interprétation - La limite de séquence Be1 est placée entre les bancs 67B et 68. La séquence n'est représentée que par le cortège de bas niveau (Jan Du Chêne *et al.*, 1993).

Les arguments de terrain - La limite de séquence est marquée par une brèche massive à base érosive (banc 68). Les bancs 69 à 75 sont discontinus, de forme lenticulaire et sont interprétés comme des remplissages de chenaux dans un cône sous-marin de talus, dans le cortège de bas niveau (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les arguments du palynofaciès - Comme dans les séquences précédentes, le palynofaciès est uniquement constitué par la fraction allochtone, essentiellement des fragments de PM1/2-B.

Commentaire

La séquence Be1 est particulièrement réduite à Broyon. A Berrias et à Angles, où son épaisseur est plus appréciable (fig. 3.3 et 3.5a), il est intéressant de relever la forte ressemblance des dépôts, tant sur le plan de lithologique que sur le plan du palynofaciès. Au sein d'un même cortège de dépôts, de plus grandes variations dans la répartition des différents constituants de la fraction allochtone peuvent cependant être observées à Berrias qu'à Angles. Cela est vraisemblablement dû à la position plus distale des dépôts à Angles.

La séquence Be2

Berrias

L'interprétation - La séquence Be2 est la première séquence où tous les cortèges de dépôts sont présents. Le cortège de bas niveau comprend les bancs 143 à 146/7, le cortège transgressif les bancs 146/8 à 146/10 et le cortège de haut niveau les bancs 146/11 à 147/14A.

Les arguments de terrain - La base érosive du banc 143 est interprétée comme une limite de séquence (*cf.* Jan Du Chêne *et al.*, 1993). Le cortège de bas niveau comprend des bancs massifs, parfois chenalisés et des dépôts bréchiques. Les bancs strato-décroissants (146/8 à 146/10) définissent le cortège transgressif. Aucune observation de terrain ne permet de caractériser la surface supérieure du bas niveau, il n'est dès lors pas possible de préciser si le banc 146/7 représente le dernier banc épais du cortège de bas niveau, ou bien le premier banc du cortège transgressif à la base de la série strato-décroissante. Une surface irrégulière, intensément bioturbée au sommet du banc 146/10 correspond à la surface d'inondation maximale. La strato-décroissance des bancs et cet horizon condensé témoignent d'un appauvrissement progressif en carbonates dans le bassin, provoqué par l'augmentation de l'espace d'accommodation sur la plate-forme lors de la transgression (Vail *et al.*, 1991). Le cortège de haut niveau est marqué par des bancs à nouveau plus épais (147/12).

Les arguments du palynofaciès - La fraction relativement autochtone est représentée dans la partie inférieure du cortège de bas niveau et disparaît dans la partie supérieure, marquant de ce fait la tendance régressive de cet intervalle. Comme dans les séquences précédentes, les fragments de PM1/2-B sont abondants dans le cortège de bas niveau. Ils disparaissent progressivement dans le cortège transgressif. Cette disparition s'effectue au profit d'une augmentation de PM4-T et de kystes de dinoflagellés, la proportion de ces deux constituants culminant à proximité de la surface d'inondation maximale. Cette surface coïncide par ailleurs avec un pic du nombre d'espèces de kystes de dinoflagellés (Monteil, 1993). Le caractère régressif du cortège de haut niveau est indiqué par une diminution de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T, et la réapparition de PM1/2-B en faible proportion.

Broyon

L'interprétation - Seul le cortège de bas niveau de la séquence Be2 est présent à Broyon (bancs 19 à 28).

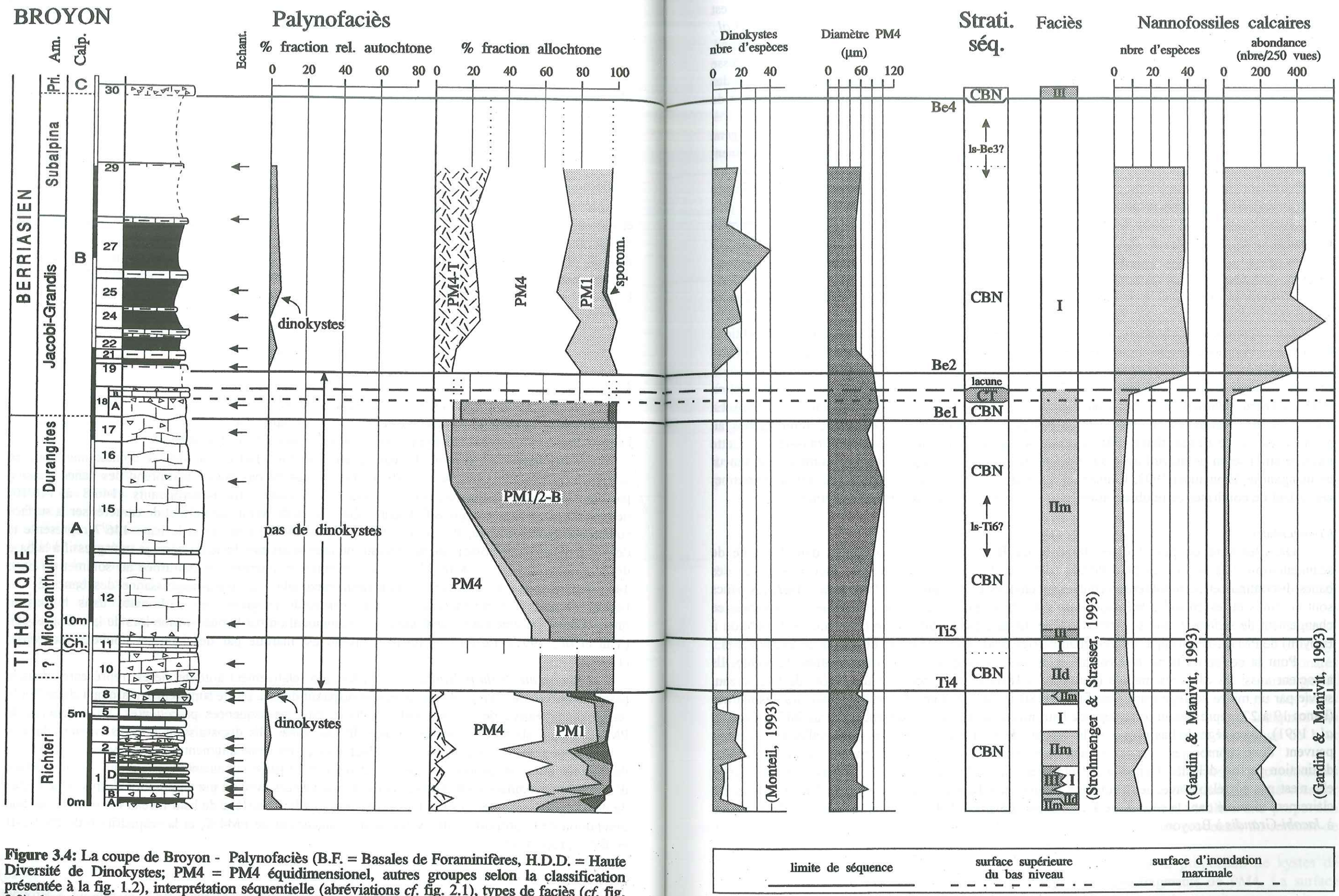


Figure 3.4: La coupe de Broyon - Palynofaciès (B.F. = Basales de Foraminifères, H.D.D. = Haute Diversité de Dinokystes; PM4 = PM4 équidimensionel, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2), interprétation séquentielle (abréviations *cf.* fig. 2.1), types de faciès (*cf.* fig. 3.2), données quantitatives de l'étude des nannofossiles calcaires (*opus cit.*).

Les arguments de terrain - La tendance strato-croissante des interbancs marneux est interprétée comme une progradation des dépôts terrigènes dans un prisme de bas niveau (Vail *et al.*, 1991; Strohmenger & Strasser, 1993). Le changement lithologique majeur entre cette séquence, dominée par des marnes, et la précédente, essentiellement carbonatée, est attribué à une baisse importante du niveau marin et éventuellement un soulèvement tectonique, entraînant l'émersion des principaux sites de production de carbonates et ne faisant parvenir dans le bassin que le produit de l'érosion de l'arrière-pays (Massif Central?).

Les arguments du palynofaciès - Cette position plus éloignée des sources de matériel terrigène se traduit par un changement majeur du palynofaciès. La fraction allochtone, qui reste largement dominante, ne contient plus de PM1/2-B. Seuls les constituants les plus stables sont encore présents, principalement des fragments de PM4-T, PM4 et PM1. Le tri élevé, la diminution de la taille des fragments de PM4 et la forte proportion continue de PM4-T témoignent aussi d'un transport plus long. Aucune tendance générale dans la distribution des constituants présents ne se dégage dans cette intervalle.

Angles

L'interprétation - Seul le cortège de bas niveau de la séquence Be2 est présent à Angles (bancs 78 à 87).

Les arguments de terrain - Les bancs calcaires relativement épais, reflétant des conditions favorables à la production de carbonates dans le bassin, indiquent des conditions de bas niveau (Vail *et al.*, 1991).

Les arguments du palynofaciès - Même si pour la première fois à Angles, la fraction relativement autochtone est présente en quantité significative, sa proportion reste faible (3 à 6%). La disparition des fragments de PM1/2-B et la légère augmentation de kystes de dinoflagellés au sommet de la séquence (banc 86) pourrait suggérer le début du cortège transgressif. Cette interprétation serait en accord avec les indications fournies par la géochimie (élévation de la teneur en manganèse; Emmanuel 1993; Emmanuel & Renard, 1993). Aucun argument de terrain ne permet cependant de confirmer cette observation, qui n'est mentionnée ici qu'à titre d'hypothèse.

Commentaire

Dans les trois coupes étudiées, la séquence Be2 marque un changement dans le mode de sédimentation. Les séquences précédentes sont caractérisées par des dépôts chaotiques avec des bancs discontinus et de nombreuses coulées bréchiques tandis que, dans la séquence Be2, les bancs sont continus et les épisodes bréchiques ne s'observent plus qu'à Berrias. Dans le palynofaciès, ce changement de sédimentation se retrouve. Il se marque par la diminution (et même la disparition à Broyon) de PM1/2-B et l'apparition en quantité significative de PM4-T et de kystes de dinoflagellés.

Pour la coupe de Broyon, Dromart *et al.* (1993) proposent une interprétation différente. Ils associent aussi les calcaires massifs (bancs 10 à 18A) à une succession de dépôts de bas niveau, suivie par un mince cortège transgressif (banc 18B à 18C). Par contre, pour ces auteurs, les marnes (bancs 19 à 27) représentent le cortège de haut niveau d'une même séquence. Par définition (Vail *et al.*, 1991), le cortège de bas niveau et le cortège de haut niveau sont deux intervalles régressifs et peuvent donc comporter des caractéristiques sédimentologiques communes qui rendent leur distinction parfois délicate. Cependant, l'interprétation de Dromart *et al.* (1993) pose un problème: elle n'est pas corrélable avec le découpage séquentiel à Berrias, où le cortège de haut niveau a été clairement identifié dans la sous-zone à *Subalpina*; alors que l'intervalle marneux débute dans la zone à *Jacobi-Grandis* à Broyon.

La séquence Be3

Berrias

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 146/14B à 148/16, le cortège transgressif les bancs 148/17 à 148/19 et le cortège de haut niveau les bancs 148/20 à 149.

Les arguments de terrain - La limite de séquence est marquée par un banc bréchique à base érosive (banc 14A). L'épaisseur réduite de cette séquence et les lacunes d'affleurement dans cette portion de la coupe rendent le découpage séquentiel délicat. Seule l'apparition de rares horizons marneux, témoignant d'un ralentissement de la sédimentation carbonatée, permet d'individualiser le cortège transgressif. La surface d'inondation maximale n'affleure pas et sa position a été déduite des résultats des méthodes analytiques (*cf.* commentaires ci-dessous).

Les arguments du palynofaciès - Le cortège de bas niveau est caractérisé par une relativement faible proportion de kystes de dinoflagellés, cette proportion augmente très brusquement entre le cortège transgressif et la base du cortège de haut niveau (de 5 à 60%) et s'accompagne de l'apparition de basales de foraminifères. Les fragments de PM4 sont de petite taille (30 à 40 µm) dans toute la séquence et ils sont plus particulièrement arrondis dans le cortège transgressif.

Commentaires

La séquence Be3 n'a pas été observée à Broyon, en raison de la mauvaise qualité de l'affleurement, et elle est absente à Angles (première lacune stratigraphique, *cf.* chapitre 3.2.3). A Berrias, son épaisseur est relativement réduite (3m). Cette séquence est caractérisée par un événement transgressif majeur, correspondant à un signal important dans le palynofaciès (cette étude), dans la sédimentologie des argiles (réapparition de la kaolinite, *cf.* Deconinck, 1993) et dans la géochimie (maxima de Mn et de $\delta^{18}O$, *cf.* Emmanuel & Renard, 1993). La surface d'inondation maximale de la séquence Be3 est retenue par Jan Du Chêne *et al.* (1993) pour établir une corrélation à longue distance avec le "Cinder bed"; événement transgressif majeur dans la succession purbeckienne du Dorset.

La séquence Be4

Berrias

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 150 à --/34, le cortège transgressif les bancs --/35 à --/38 et le cortège de haut niveau les bancs --/39 à --/41.

Les arguments de terrain - Le banc bréchique (150) constitué d'un amalgame de "debris-flows" chenalisés correspond au cône sous marin de talus. Sa base érosive marque la limite de séquence (*cf.* Jan Du Chêne *et al.*, 1993, Pl. 2). Le cortège de bas niveau est caractérisé par des bancs carbonatés massifs organisés en quatre séquences strato-croissantes (cycles de Milankovitch, *cf.* Strohmenger & Strasser, 1993). Dans le cortège transgressif, l'épaisseur des bancs diminue, tandis que des joints marneux apparaissent. Un niveau marneux sombre et plus épais (banc --/38; 10 cm), indiquant une condensation des dépôts, comprend la surface d'inondation maximale. Dans le cortège de haut niveau, les joints marneux disparaissent et les bancs calcaires restent relativement fins.

Les arguments du palynofaciès - La distribution erratique des différents constituants organiques dans le cortège de bas niveau est attribuée à l'influence des paraséquences observées sur le terrain. En effet, les échantillons récoltés à la base des paraséquences révèlent une proportion nettement plus élevée de kystes de dinoflagellés que dans les échantillons provenant du sommet de ces paraséquences.

Le cortège transgressif est marqué par une augmentation de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T, et par la diminution de la taille des fragments de PM4. La surface maximale d'inondation est remarquablement exprimée dans les groupes de constituants organiques. Dans la fraction relativement autochtone, elle correspond à un pic d'abondance et de diversité des

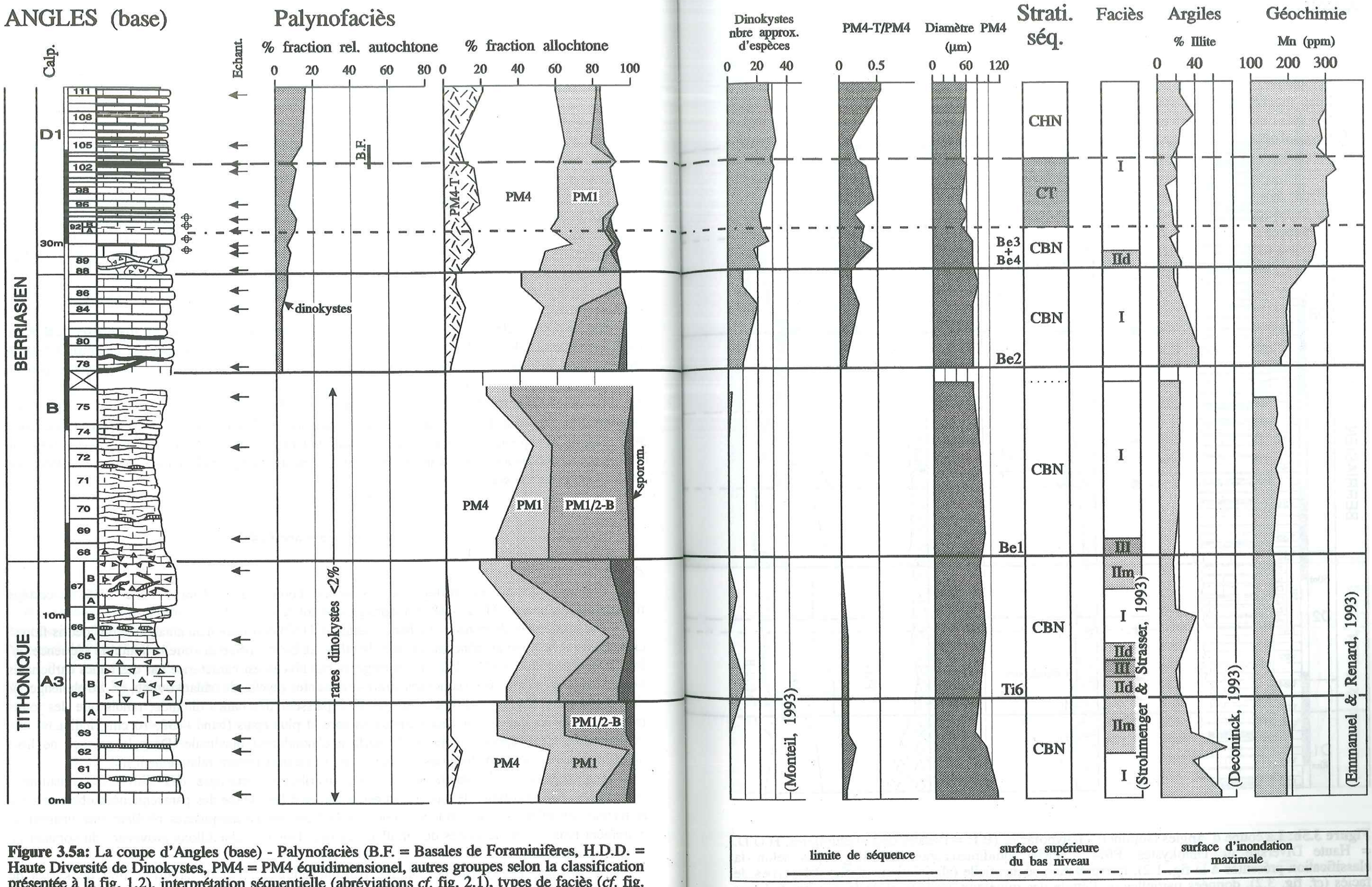


Figure 3.5a: La coupe d'Angles (base) - Palynofaciès (B.F. = Basales de Foraminifères, H.D.D. = Haute Diversité de Dinokystes, PM4 = PM4 équidimensionel, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2), interprétation séquentielle (abréviations *cf.* fig. 2.1), types de faciès (*cf.* fig. 3.2), données partielles de l'étude des minéraux argileux et de la géochimie (*opus cit.*).

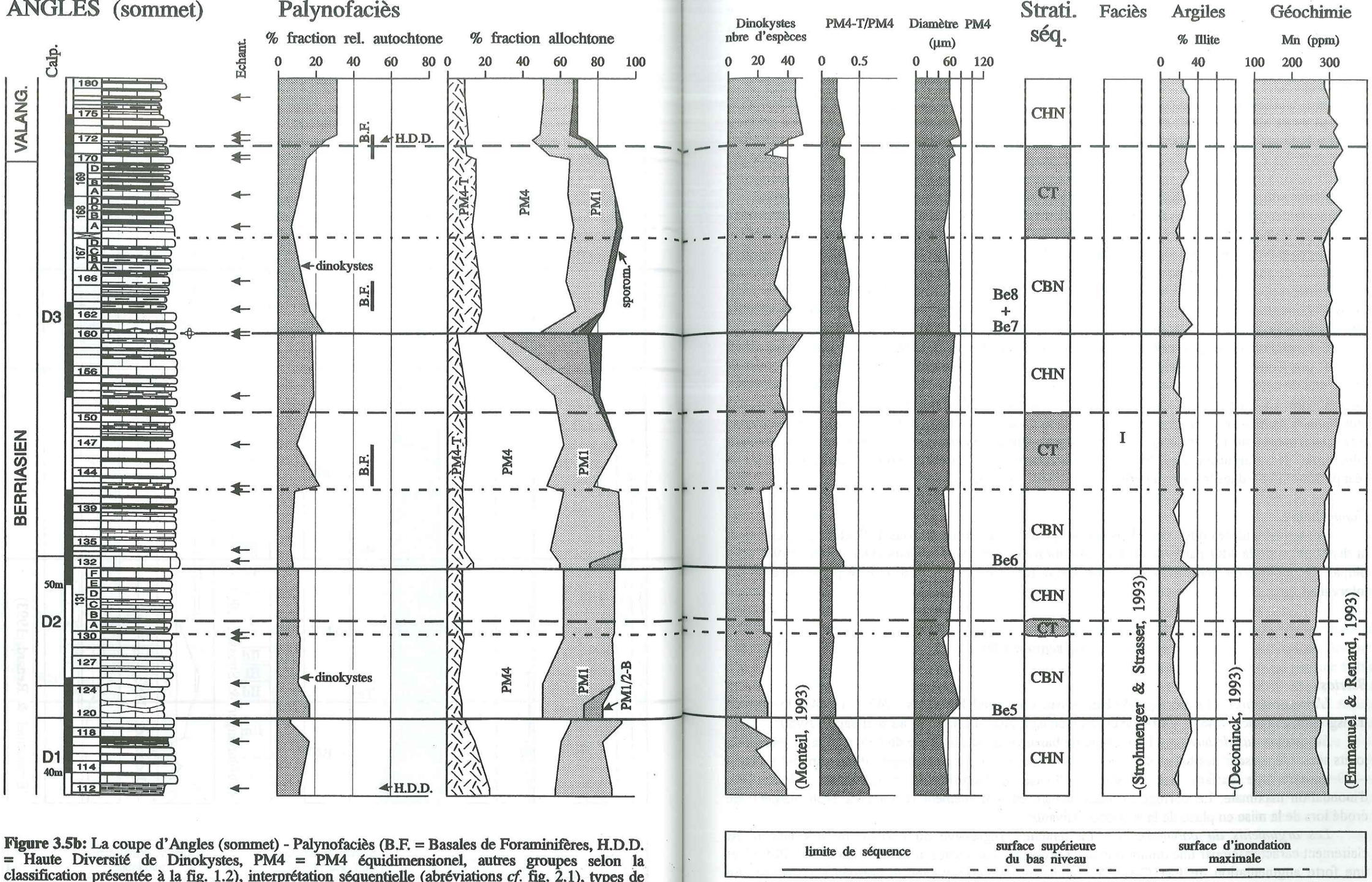


Figure 3.5b: La coupe d'Angles (sommet) - Palynofaciès (B.F. = Basales de Foraminifères, H.D.D. = Haute Diversité de Dinokystes, PM4 = PM4 équidimensionel, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2), interprétation séquentielle (abréviations *cf.* fig. 2.1), types de faciès (*cf.* fig. 3.2), données partielles de l'étude des minéraux argileux et de la géochimie (*opus cit.*).

kystes de dinoflagellés, accompagné de la présence de basales de foraminifères. Dans la fraction allochtone, elle est caractérisée par un maximum de PM4-T, des fragments de PM4 arrondis de petite taille (20 µm) et la disparition de PM1/2-B. Le cortège de haut niveau se marque par la diminution de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T, et la réapparition de PM1/2-B.

Broyon

Seule la base de la séquence Be4 affleure. Un banc bréchique ("grainstone/rudstone") représente une partie d'un cône sous-marin de bassin (Strohmenger & Strasser, 1993). Le contenu organique de ces faciès n'est pas étudié ici.

Angles

L'interprétation - A Angles, la séquence Be4 représente la première séquence où tous les cortèges de dépôts son représentés: le cortège de bas niveau comprend les bancs 88 à 91, le cortège transgressif les bancs 92A à 102 et le cortège de haut niveau les bancs 103 à 119.

Les arguments de terrain - Les niveaux bréchiques ("mud-flows") slumpés représentent le cône sous-marin de talus, auquel se superposent des bancs calcaires massifs attribués au prisme de bas niveau. Le cortège transgressif est caractérisé par l'épaississement progressif des interbancs marneux. Dans le cortège de haut niveau, cinq paraséquences, chacune strato-décroissante, s'inscrivent dans une tendance générale strato-croissante (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les arguments du palynofaciès - En raison de la distribution relativement uniforme de la plupart des constituants organiques, la contribution de l'étude du palynofaciès au découpage séquentiel de cette portion de la coupe reste limitée. Certaines observations méritent toutefois d'être mentionnées. La proportion de kystes de dinoflagellés est faible dans le cortège de bas niveau, elle augmente dans le cortège transgressif et reste élevée dans le cortège de haut niveau. Les basales de foraminifères ne sont présentes qu'à proximité de la surface d'inondation maximale. Dans la fraction allochtone, les fragments de PM1/2-B disparaissent à la base du cortège transgressif et ne réapparaissent que dans la partie inférieure du cortège de haut niveau.

Commentaire

Les paraséquences observées dans le cortège de bas niveau à Berrias n'affectent pas seulement la distribution de la MO particulaire. La répartition des minéraux argileux (Deconinck, 1993) et la plupart des paramètres géochimiques (Emmanuel & Renard, 1993) sont fortement perturbés dans cet intervalle.

La séquence Be5

Berrias

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs --/42 à 175/47, le cortège transgressif les bancs --/48 à --/49 et le cortège de haut niveau est réduit au seul banc 179/50.

Les arguments de terrain - Le cortège de bas niveau est constitué de bancs calcaires massifs à joints secs. L'épaisseur des bancs diminue fortement dans le cortège transgressif. Le sommet du banc --/49 montre une surface très irrégulière, fortement bioturbée, correspondant à la surface d'inondation maximale. Le cortège de haut niveau est extrêmement réduit et a probablement été érodé lors de la mise en place de la séquence suivante.

Les arguments du palynofaciès - La tendance régressive du cortège de bas niveau est clairement caractérisée par une diminution de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T et une forte augmentation de PM1/2-B. Ces tendances s'inversent dans le cortège transgressif. Le cortège de haut niveau est trop réduit pour permettre de dégager des tendances dans la distribution des différents constituants organiques.

Angles

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 120 à 130, le cortège transgressif le banc 131A et le cortège de haut niveau les bancs 131B à 131F.

Les arguments de terrain - Le cortège de bas niveau est caractérisé par des alternances marno-calcaires où les interbancs marneux sont très peu développés. Il se divise en deux parties: le cône sous-marin de talus avec des bancs chenalisés (deuxième lacune stratigraphique, *cf.* chapitre 3.2.3) et le prisme de bas niveau avec des bancs rectilignes. Le cortège transgressif correspond à un intervalle plus marneux, et particulièrement riche en ammonites. A la base du cortège de haut niveau, le passage des bancs calcaires aux interbancs marneux s'effectue graduellement, puis vers le sommet, les bancs calcaires s'individualisent progressivement.

Les arguments du palynofaciès - Comme dans la séquence précédente, la distribution relativement uniforme des constituants organiques ne permet pas de caractériser les différents cortèges de dépôts. Le seul élément significatif est la présence de fragments de PM1/2-B dans le cône sous-marin de talus.

Commentaire

A Angles, la portion de la coupe comprise entre les bancs 125 à 160 (séquences Be5 et Be6, ci-dessous) se révèle particulièrement monotone. Tant à l'affleurement que sur le plan du contenu organique, cet intervalle ne fournit pas d'indications claires, autorisant un découpage séquentiel fiable. De ce fait, l'interprétation proposée ici repose essentiellement sur des résultats obtenus par d'autres disciplines, principalement la sédimentologie des argiles (Deconinck, 1993) et, dans une moindre mesure, la géochimie (Emmanuel & Renard, 1993).

La séquence Be6

Berrias

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 180/51 à 186/55, le cortège transgressif les bancs 187/56 à 188/57 et le cortège de haut niveau les bancs 190/58 à 190/60.

Les arguments de terrain - Le cortège de bas niveau est caractérisé par une succession de bancs massifs relativement épais. Un horizon bréchique ("mud-flow") à la base de cet ensemble marque la limite de séquence. L'arrangement des bancs devient strato-décroissant dans le cortège transgressif. La présence de nodules pyriteux centimétriques, l'intense bioturbation et l'abondance d'ammonites dans le banc 188/57 indique une condensation des dépôts, correspondant à la surface d'inondation maximale. L'apparition graduelle de fragments de quartz dans les bancs suivants (à partir du banc 190/58) témoigne de la tendance régressive des dépôts dans le cortège de haut niveau.

Les arguments du palynofaciès - Le cortège de bas niveau est surtout caractérisé par une faible proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T. Dans le cortège transgressif les kystes de dinoflagellés sont très peu abondants (<2%). L'état élevé de dégradation de tout le résidu palynologique laisse suggérer que ces derniers ont été détruits. Ceci peut être lié au faible taux de sédimentation, qui occasionne un séjour prolongé des constituants organiques à l'interface eau-sédiment, principal site de dégradation de la MO (Tyson, 1987). L'activité de la faune macrobenthique, révélée par l'intense bioturbation au sommet du cortège transgressif, représente une autre cause potentielle de destruction de la MO (Pratt, 1984; Pelet, 1987; Tyson, 1987; Huc, 1988). Les rares kystes de dinoflagellés identifiables permettent néanmoins d'établir que le nombre d'espèce culmine à proximité de la surface d'inondation maximale. Le caractère régressif du cortège de haut niveau est indiqué par une diminution, entre la base et le sommet, de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T.

Angles

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 132 à 141, le cortège transgressif les bancs 142 à 150 et le cortège de haut niveau les bancs 151 à 160 base.

Les arguments de terrain - Comme pour la séquence précédente, la monotonie de cette portion de la coupe rend l'interprétation séquentielle délicate (*cf.* commentaire de la séquence Be5, ci-dessus). Une observation fine de l'affleurement permet toutefois de dégager quelques indications. Les alternances marno-calcaires sont dominées par les bancs calcaires dans le cortège de bas niveau et les interbancs marneux deviennent progressivement plus importants dans le cortège transgressif. La surface d'inondation maximale est marquée par une intense bioturbation (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les arguments du palynofaciès - Concernant la fraction relativement autochtone, la proportion de kystes de dinoflagellés est relativement plus élevée dans les cortèges de haut niveau et transgressif que dans le cortège de bas niveau. Dans la fraction allochtone, les fragments de PM1/2-B ne sont présents qu'à l'extrême base et au sommet de la séquence. Cette présence massive au sommet peut être attribuée soit à un fort ralentissement de la sédimentation (*cf.* la séquence Be7 à Angles, ci-dessous) ou à la progradation du cortège de haut niveau, comme l'indiquent l'augmentation de la taille du PM4 et l'apparition de sporomorphes.

La séquence Be7

Berrias

L'interprétation - Seule la partie inférieure du cortège de bas niveau affleure de manière discontinue (bancs 191/61 à 192).

Les arguments de terrain - La partie affleurante du prisme de bas niveau est représentée par des bancs calcaires massifs, relativement épais. La présence de quartz en quantité plus importante (Le Hégarat, 1980; Strohmenger & Strasser, 1993) indique une intensification de l'érosion sur le continent due à l'abaissement du niveau marin (Posamentier *et al.*, 1988).

Les arguments du palynofaciès - Le résidu organique est composé essentiellement de particules allochtones, principalement des fragments de PM4 anguleux.

Angles

L'interprétation - La séquence Be7 est extrêmement réduite et se limite à la partie sommitale du banc 160.

Les arguments de terrain - Le sommet du banc 160 correspond à un intervalle condensé, comme en témoigne l'intense bioturbation observée à cet endroit. Un mince banc calcaire à base plane et au sommet ondulé simule des rides de courant et laisserait suggérer l'action de courant de fond, ayant momentanément fortement ralenti la sédimentation (Strohmenger & Strasser, 1993).

Les arguments du palynofaciès - Le contenu organique de cet horizon est fortement dégradé. Les conditions défavorables à la préservation de la MO peuvent être attribuées aux effets provoqués par les courants de fond, en particulier, l'oxygénation des eaux conjuguée à un ralentissement du taux de sédimentation (Hart, 1986; Tyson, 1987; Huc, 1988).

Commentaire

(*cf.* commentaire de la séquence Be8, ci-dessous)

Limite de séquence:	-	surfaces érosives à la base des dépôts bréchiques
	-	variations brusques de l'épaisseur des bancs
Cortège de haut niveau:	-	bancs strato-croissants
	-	passage graduel vers des alternances marno-calcaires dominées par les bancs calcaires
	-	présence de paraséquences, de type "cycles de Milankovitch"
Surface d'inondation maximale:	-	intense bioturbation
	-	enrichissement en pyrite
	-	faunes abondantes
Cortège transgressif:	-	bancs strato-décroissants
	-	passage graduel vers des alternances marno-calcaires dominées par les interbancs marneux
Surface supérieure du bas niveau:	-	pas de critères sédimentologiques observés dans les coupes étudiées
Cortège de bas niveau:	-	dépôts bréchiques, de type "grain-flow" ou "mud-flow"
	-	bancs chenalisés
	-	horizons slumpés
	-	bancs carbonatés et marneux épais
	-	présence de paraséquences, de type "cycles de Milankovitch"

(Strohmenger & Strasser, 1993; modifié)

Figure 3.6: Synthèse des critères sédimentologiques retenus pour l'identification des différents cortèges de dépôts et de leurs surfaces limites dans les coupes de Berrias, Broyon et Angles.

La séquence Be8

Berrias

Les nombreuses lacunes d'affleurement ne permettent pas de définir clairement le découpage séquentiel dans la partie supérieure de la coupe. Les données de la géochimie (Emmanuel & Renard, 1993), du palynofaciès (cette étude) et la corrélation avec la coupe d'Angles (kystes de dinoflagellés, Monteil, 1993) permettent de positionner la surface d'inondation maximale de la séquence Be8 dans un intervalle marneux tout au sommet de la coupe (banc 199).

Les arguments du palynofaciès - La surface d'inondation maximale est essentiellement marquée par un pic important dans la distribution des kystes de dinoflagellés, tant en ce qui concerne leur abondance relative que leur nombre d'espèces. Des basales de foraminifères sont aussi présentes en proportion significative (5%).

Angles

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend les bancs 161 à 167D et le cortège transgressif les bancs 168A à 171. Le cortège de haut niveau débute au banc 172 est recouvre la fin de l'intervalle étudié, jusqu'au banc 180.

Les arguments de terrain - A nouveau les indications fournies à l'affleurement dans cette portion de la coupe sont relativement rares et le découpage séquentiel s'appuie sur des observations de terrain subtiles et sur des données analytiques fournies par différentes disciplines (argiles, Deconinck, 1993; géochimie, Emmanuel & Renard, 1993; MO, cette étude). Néanmoins les caractéristiques de terrain suivantes ont été relevées: le cortège de bas niveau se marque par des bancs calcaires devenant progressivement plus épais vers le haut et les cortèges transgressif et de haut niveau sont constitués d'alternances marno-calcaires dominées par les interbancs marneux. La surface d'inondation maximale est marquée par un horizon particulièrement riche en ammonites.

Les arguments du palynofaciès - Contrairement aux séquences Be5 et Be6 à Angles, cette séquence est particulièrement bien exprimée sur le plan de la distribution de la MO. La régression dans le cortège de bas niveau est marquée par une diminution de la proportion de kystes de dinoflagellés. Dans le cortège transgressif, cette proportion augmente à nouveau et reste élevée dans la partie inférieure du cortège de haut niveau. Les sporomorphes sont uniquement présents dans les épisodes régressifs (cortèges de bas niveau et haut niveau). Le nombre d'espèces de kystes de dinoflagellés culmine à la surface d'inondation maximale. Les basales de foraminifères, qui jusqu'à présent n'avaient été observées que dans le cortège transgressif ou à proximité de la surface d'inondation maximale, sont présentes dans le cortège de bas niveau.

Commentaire

Les coupes étudiées ne permettent pas d'individualiser clairement les séquences Be7 et Be8 (affleurement incomplet à Berrias et condensation de la séquence Be7 à Angles). L'existence de ces deux séquences au sommet du Berriasien repose principalement sur des corrélations régionales avec les dépôts de plate-forme dans le Vercors (T. Jacquin et P. Vail, comm. pers.) et dans le Jura méridional (Charollais *et al.*, 1992; Clavel *et al.*, 1992).

3.4.2. Corrélation des coupes de Berrias, Broyon et d'Angles

L'interprétation séquentielle des coupes de Berrias, Broyon et Angles proposée ici ne diffère que très légèrement de celle proposée par Jan Du Chêne et al. (1993). Sur le plan du découpage en cortèges de dépôts, toutes les limites sont conservées (figs 3.9 et 3.10). Seule une nouvelle séquence, définie sur la base d'observations de terrain* et confirmée par l'analyse de la MO, est ajoutée dans la partie supérieure de la sous-zone à *Paramimounum* à Berrias (bancs --/42 à 179/50; figs 3.3 et 3.8).

Les différences apparaissent dans la corrélation des séquences de la sous-zone à *Picteti* (séquences Be6 et Be7 dans ce travail, *cf.* fig. 3.7). Elles résultent de divergences entre deux outils biostratigraphiques, d'une part les calpionelles et d'autre part les kystes de dinoflagellés. De manière schématique, nous pouvons dire que:

- la corrélation séquentielle proposée par Jan Du Chêne *et al.* (1993) s'inscrit dans un cadre biostratigraphique définit par les calpionelles (à Berrias, Le Hégarat, 1980; à Angles, Le Hégarat & Ferry, 1990);
- la corrélation séquentielle proposée ici s'appuie essentiellement sur les résultats de l'étude biostratigraphique des kystes de dinoflagellés (Monteil, 1993; Steffen *et al.*, 1993). La distribution, dans un cadre de stratigraphie séquentielle, d'espèces sélectionnées de kystes de dinoflagellés est

* Campagne de terrain du 30 mars au 2 avril 1993, en compagnie de J.-B. Pasquier, G. Gorin, E. Monteil et A.Strasser.

Biozonation (ammonites) du Berriasien		Découpage séquentiel		
		Clavel *et al.* (1992)	Jan du Chêne *et al.*, (1993)	Ce travail
Boissieri	Callisto	Be7	Be7	Be8
		(sb)	(sb)	(sb)
		Be6	Be6	Be7
	Picteti	(sb)	(sb)	(sb)
		Be5	Be5	Be6
		(sb)	(sb)	(sb)
	Paramimounum			Be5
		Be4		(sb)
Occitanica	Dalmasi	(sb)	Be4	
				Be4
	Privasensis	Be3		
		(sb)	(sb)	(sb)
	Subalpina	Be2	Be3	Be3
		(sb)	(sb)	(sb)
Jacobi-Grandis		Be1	Be2	Be2
		(sb)	(sb)	(sb)
			Be1	Be1
		(sb)	(sb)	(sb)

Figure 3.7: Comparaison du découpage séquentiel du Berriasien proposé ici avec les travaux de Clavel *et al.* (1992) et de Jan du Chêne *et al.* (1993).

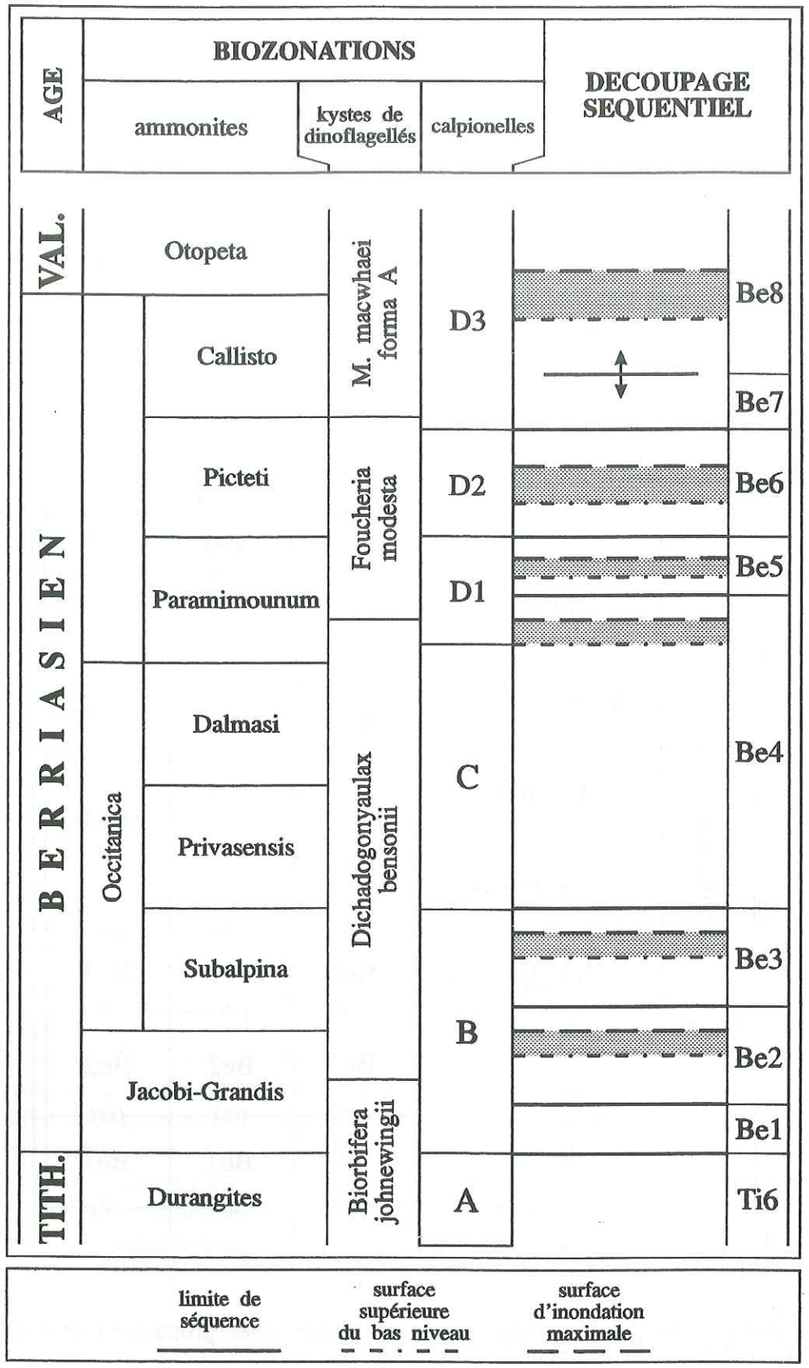


Figure 3.8: Position stratigraphique des surfaces séquentielles (discontinuités *sensu* Vail *et al.*, 1991); synthèse de l'analyse des coupes de Berrias, Broyon et Angles.

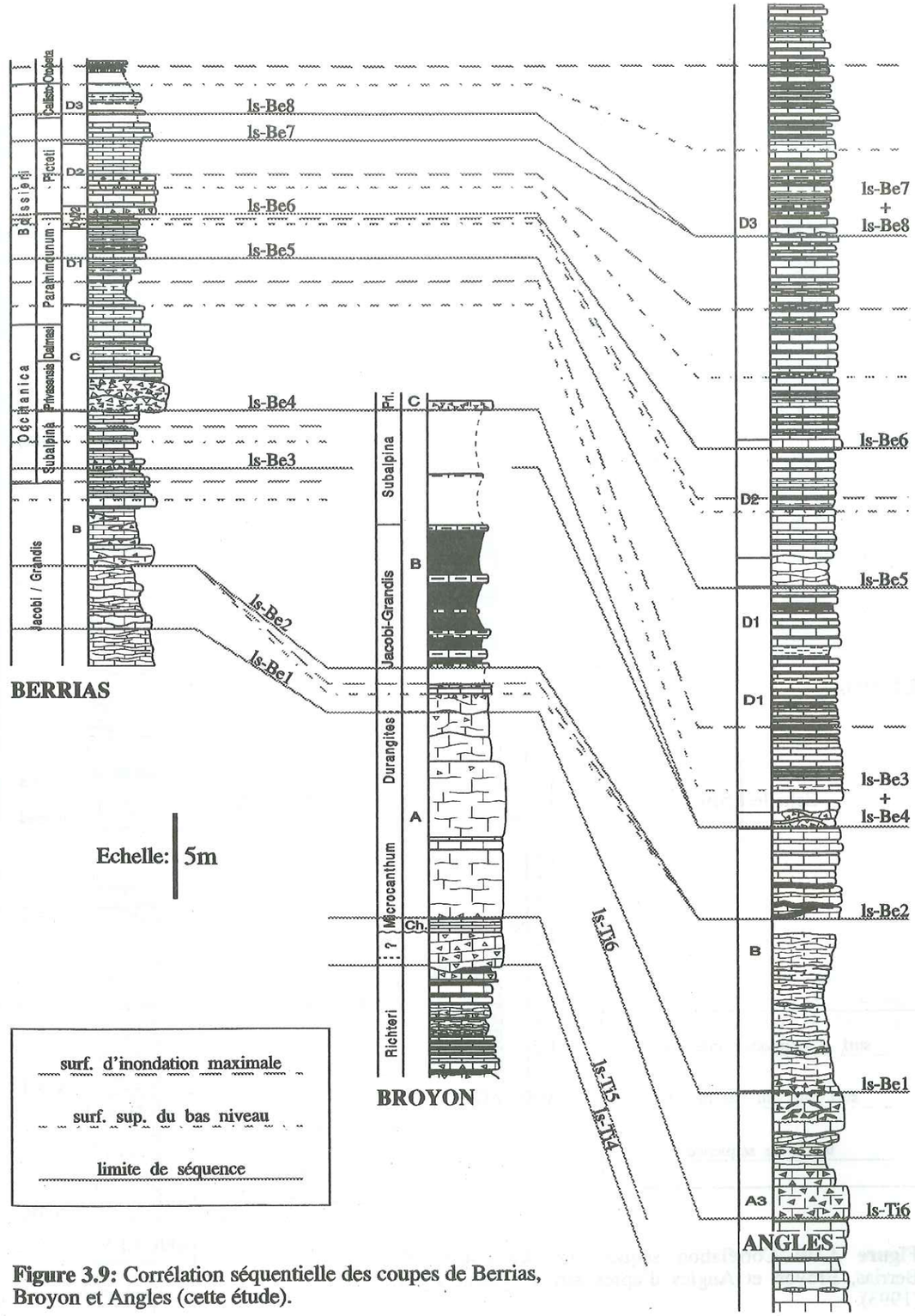


Figure 3.9: Corrélation séquentielle des coupes de Berrias, Broyon et Angles (cette étude).

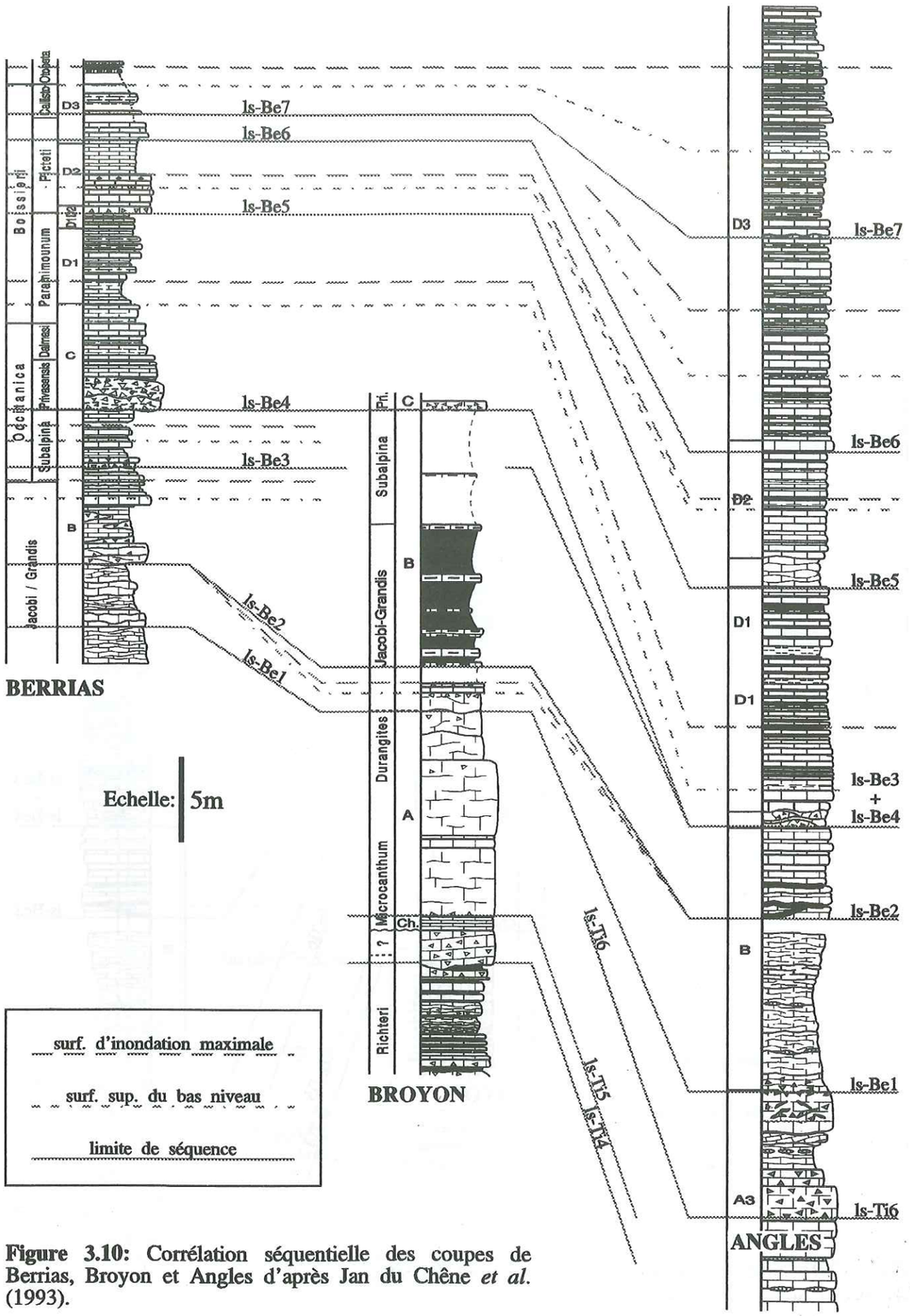


Figure 3.10: Corrélation séquentielle des coupes de Berrias, Broyon et Angles d'après Jan du Chêne *et al.* (1993).

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE	Dinoflagellés (First Appearance Datum)
sim8	← *K. fasciatum*
Be8	← *M. macwhaei A*
sim7	
Be7	
sim6	← *Systematophora sp. A*
Be6	
sim5	← *T. apatela*
Be5	
sim4	← *F. modesta*
Be4	
sim3	← *C. dissimilis*
Be3	

(d'après Monteil, 1993, modifié)

Figure 3.11: Distribution des kystes de dinoflagellés marqueurs par rapport au découpage séquentiel (Monteil, 1993). Ce tableau inclut des observations récentes, encore non publiées, effectuées sur d'autres coupes berriasiennes dans le Bassin Vocontien et ses bordures (E. Monteil, comm. pers.).

résumée à la figure 3.11. Les résultats de l'étude géochimique (Emmanuel & Renard, 1993) plaident en faveur de cette proposition.

Ces deux propositions de corrélation illustrent un même souci d'établir une cohérence entre le découpage séquentiel et la biostratigraphie. Si la stratigraphie séquentielle offre la possibilité de mettre en évidence l'évolution de l'agencement des corps sédimentaires et d'identifier des discontinuités corrélables au sein d'un bassin, il est néanmoins essentiel de disposer de données biostratigraphiques précises pour définir la chronologie de ces observations. L'intérêt du découpage séquentiel est ensuite de dégager, au sein d'un intervalle bien caractérisé biostratigraphiquement, des surfaces remarquables (limites de séquences, surfaces d'inondation maximale, etc.) qui offriront une résolution plus fine que celle obtenue par les outils stratigraphiques conventionnels.

Le cas présent illustre le besoin impératif d'ajuster les différentes disciplines biostratigraphiques entre elles. Cela implique un travail paléontologique important, qui pourrait au besoin revenir sur la définition de certaines biozones ou la valeur stratigraphique de certains taxons.

3.4.3. Modèle de distribution de la MO particulaire

Les concepts de la sédimentologie organique (*cf.* chapitre 1.3) appliqués aux dépôts du Tithonique supérieur et du Berriasien du Bassin Vocontien et confrontés aux observations de terrain (fig. 3.6) permettent de proposer un modèle mettant en relation la distribution de MO particulaire et les variations eustatiques (fig. 3.12). Les principales caractéristiques de ce modèle sont résumée ci-dessous pour chaque cortège de dépôts:

le cortège de bas niveau

- la proportion de PM1/2-B est élevée;
- les fragments de PM4 sont de relativement grande taille, anguleux et peu triés;
- la proportion de kystes de dinoflagellés est faible et diminue vers le sommet.

le cortège transgressif

- le rapport des constituants relativement autochtones sur les constituants allochtones (marin / terrestre) et les proportions de PM4-T et de kystes de dinoflagellés augmentent;
- la taille et l'angularité des fragments de PM4 diminuent;
- la surface d'inondation maximale est caractérisée par un pic dans la proportion de kystes de dinoflagellés, tant en abondance qu'en diversité.

le cortège de haut niveau

- les tendances observées dans le cortège transgressif s'inversent, à savoir, le rapport des constituants relativement autochtones sur les constituants allochtones (marin / terrestre) et les proportions de PM4-T et de kystes de dinoflagellés diminuent;
- des fragments de PM1/2-B peuvent réapparaître dans le haut niveau supérieur.

Nous allons maintenant définir dans quelle mesure ce modèle, établi dans les carbonates profonds du Bassin Vocontien, peut s'appliquer à d'autres séries du même âge déposées dans un contexte paléogéographique différent. Pour ce faire nous avons étudié les dépôts berriasiens du Bassin Ultrahelvétique (domaine téthysien alpin) et du Bassin du Yorkshire (domaine boréal). Nous nous sommes posé en particulier la question si d'autres paramètres pouvaient être définis pour l'utilisation des données du palynofaciès en stratigraphie séquentielle.

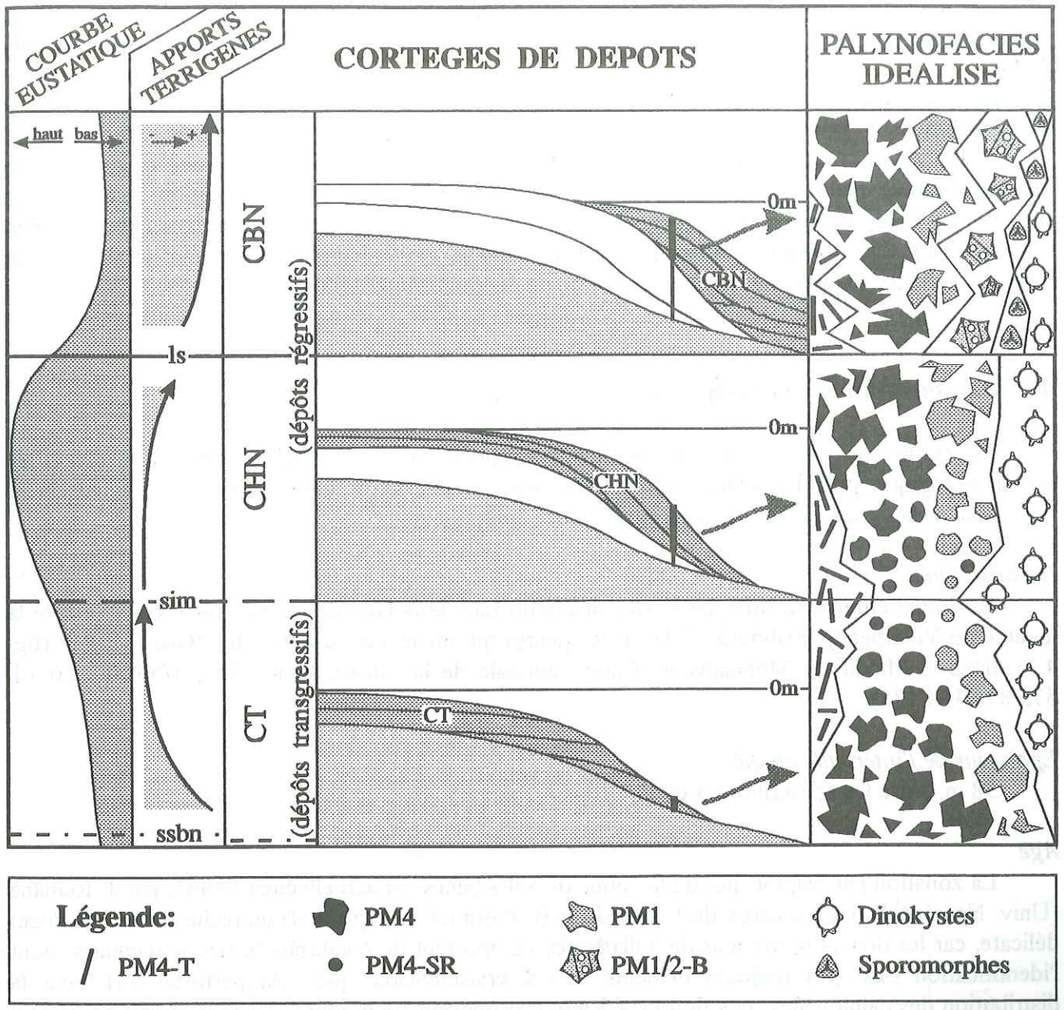


Figure 3.12: Relation entre la distribution de MO et la stratigraphie séquentielle (abréviations *cf.* fig. 2.1). Ce modèle peut être appliqué aux sédiments déposés en milieu marin ouvert dans un environnement relativement oxique (absence de matière organique amorphe). Il correspond à une distribution idéale de la MO et ne tient pas compte de l'influence de séquences d'ordres inférieurs (1re et 2me ordre, *sensu* Vail *et al.*, 1991) ou supérieurs (4*ème* à 6*ème* ordre, *sensu* Vail *et al.*, 1991) pouvant engendrer des distorsions ou un "bruit de fond" dans l'évolution générale du palynofaciès.

4. Le Bassin Ultrahelvétique

4.1. Cadre géologique au Berriasien

De manière schématique, Anatra (1986, p.193) représente le Domaine Ultrahelvétique comme un bassin limité au nord par la plate-forme du Domaine Helvétique et au sud par les bassins adjacents du Domaine Valaisan. Dans les travaux de Guillaume (1957), Anatra *et al.* (1980) et Anatra (1986), la coupe de Villarbeney est considérée comme une coupe de référence pour l'étude des faciès ultrahelvétiques au Berriasien de par la continuité de l'affleurement.

Selon Anatra (1986), au Jurassique, la marge septentrionale du Bassin Ultrahelvétique montre une topographie peu accentuée qui descend en rampe homoclinale vers le bassin. A à la limite Jurassique - Crétacé, les reliefs s'accentuent et la marge évolue vers le type *distally steepened ramp* (Read, 1982). Ces mouvements entraînent d'importantes resédimentations, accumulées au pied de talus. La série de Villarbeney représente ce type de dépôts hémipélagiques.

4.2. Présentation de la coupe de Villarbeney

La coupe de Villarbeney est actuellement reprise par J.-B. Pasquier en vue d'une étude sédimentologique détaillée (Thèse Univ. Fribourg, en cours) et nous avons pu gracieusement bénéficier de ses nombreuses observations, encore non publiées.

Localisation

La coupe étudiée se situe sur la rive droite du Lac de la Gruyère, à environ 1 km à l'est de la localité de Villarbeney (Fribourg, CH) sur les pentes qui mènent au sommet des "Gros Monts" (fig. 4.1), dans le Massif du Montsalvens (Carte nationale de la Suisse, feuille 252, 1/50'000; coord. 575.875/164.175).

Epaisseur de l'intervalle étudié

38 m, entre les échantillons 3 et 70.7 (figs 4.2 a et b)

Age

La zonation par calpionelles de la coupe de Villarbeney est actuellement révisée par J. Remane (Univ. Neuchâtel) dans le cadre du travail de J.-B. Pasquier. Il s'agit là d'une tâche particulièrement délicate, car les dépôts berriasiens de Villarbeney comportent de nombreux horizons remaniés, dont l'identification n'est pas toujours évidente. Il est vraisemblable que cela perturbe fortement la distribution des calpionelles. Les figures 4.2 a et b proposent l'état actuel des connaissances, mais il n'est cependant pas exclu que des changements interviendront encore avec la publication des travaux de J.-B. Pasquier. Si la zone C semble bien caractérisée, le découpage à l'intérieur de la zone D (D1, D2 et D3) reste encore confus. Néanmoins, ces premiers résultats mettent en évidence une lacune majeure: les premiers sédiments berriasiens datent de la zone C (Berriasien moyen) et reposent sur des brèches massives de la zone A (Tithonique supérieur). Cette absence de la zone B (Berriasien inférieur) n'avait pas été détectée par Anatra (1986).

L'étude de la distribution stratigraphique des dinoflagellés par E. Monteil (Univ. Genève) est, elle aussi, en cours. Les principaux marqueurs du sud-est de la France (Monteil, 1993) ont été retrouvés à Villarbeney et permettent de positionner les principaux événements séquentiels par rapport à ceux établis dans le Bassin Vocontien (*cf.* chapitre 4.4). En outre, les premiers résultats de cette étude semblent indiquer que la limite entre le Berriasien et le Valanginien, placée au sommet des calcaires lie-de-vin (*cf.* intervalle g, ci-dessous) par Guillaume (1957) et Anatra (1986), se

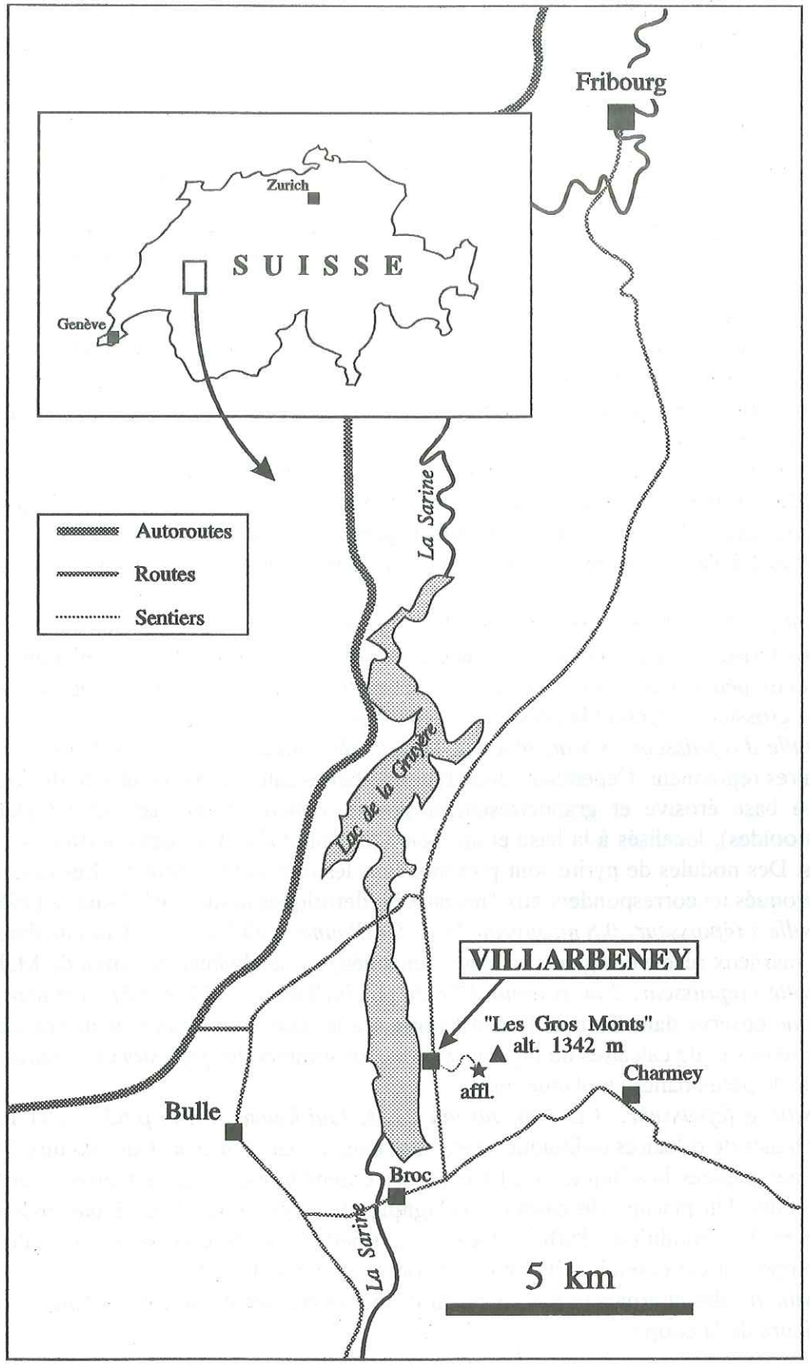


Figure 4.1: Carte de localisation de la coupe de Villarbeney.

trouverait nettement plus haut dans la coupe. Ces données ne nous sont parvenues que très récemment (mai 1993) et doivent encore être confrontées aux indications fournies par les ammonites. Pour ces raisons, seule la partie attribuée au Berriasien par Guillaume (1957) est étudiée ici.

Description

Les dépôts berriasiens de Villarbeney reposent sur des brèches calcaires massives attribuées au Tithonique. Pour plus de commodité dans la description, la coupe est subdivisée en huit intervalles (*a* à *g*, de la base au sommet, fig. 4.2 a et b).

Intervalle a (épaisseur: 18 m; niveaux 1 à 11 de Guillaume, 1957, p. 65) - Cet intervalle est constitué d'alternances marno-calcaires, à marnes dominantes à la base et calcaires dominants au sommet. Les bancs calcaires sont souvent onduleux et même franchement discontinus à la base de l'intervalle. La stratonomie de ces alternances révèle une succession de six séquences (au sens lithologique exclusivement) strato-croissantes. Sur le plan de l'organisation interne, ces séquences montrent à leur base des niveaux marneux d'environ 1 m d'épaisseur, ponctués de minces horizons calcaires. Puis des bancs calcaires apparaissent. Leur puissance augmente alors graduellement au détriment des interbancs marneux.

Intervalle b (épaisseur: 5.5 m; niveau 12 de Guillaume, 1957, p. 65) - Cet intervalle débute par un épisode marneux, sur lequel reposent des alternances marno-calcaires turbiditiques, à marnes nettement dominantes. Les bancs calcaires, parfois gréseux localement, sont distribués régulièrement et, contrairement à l'intervalle précédant, il n'est pas évident de distinguer une organisation interne particulière.

Intervalle c (épaisseur: 4 m; niveau 13 de Guillaume, 1957, p. 65) - Il s'agit d'un intervalle marneux caractérisé par la présence de lentilles calcaires attribuées au Malm (Guillaume, 1957). Des nodules pyriteux peuvent être observés dans la partie inférieure. De fines laminations, constituées de matériel plus grossier, suggèrent la présence de chenaux.

Intervalle d (épaisseur: 3.5 m; niveaux 14 à 17 de Guillaume, 1957, p. 65) - Les alternances marno-calcaires reprennent. Cependant, deux types de bancs calcaires peuvent être distingués ici: des *packstones* à base érosive et granoclassement positif, remaniant du matériel de plate-forme (y compris des ooïdes), localisés à la base et au milieu de l'intervalle d, et des *mudstones* à empreintes d'ammonites. Des nodules de pyrite sont présents dans les intervalles marneux. Les calcaires de type *packstone* évoqués ici correspondent aux "niveaux biodétritiques lie-de-vin" d'Anatra (1980).

Intervalle e (épaisseur: 0.8 m; niveau 18 de Guillaume, 1957, p. 65) - Comme dans l'intervalle c, ce niveau marneux recèle des galets calcaires remaniés, vraisemblablement aussi du Malm.

Intervalle f (épaisseur: 2 m; niveaux 19 à 20 de Guillaume, 1957, p. 65) - Un banc calcaire du type *packstone* observé dans l'intervalle d, est présent à la base. Suit alors une alternance de marnes sombres pyriteuses et de calcaires de type *mudstone*. Au sommet, les *packstones* à ooïdes reprennent sous la forme de petits bancs en plaquettes.

Intervalle g (épaisseur: 3 à 4 m; niveau 21 de Guillaume, 1957, p.65) - Cet intervalle est composé de bancs de calcaires oolithiques particulièrement épais (environ 1 m chacun). Ces calcaires contiennent des passées bréchiques. La base de cet ensemble est nettement érosive et tronque les bancs précédents. Un placage de calcaires pélagiques fins peut être observé par endroit entre les bancs grossiers. Les conditions d'affleurement ne permettent pas le comptage précis du nombre de bancs qui composent cet ensemble; il doit y en avoir entre deux et quatre.

Intervalle h - des alternances marno-calcaires, où les marnes dominent nettement constituent la partie supérieure de la coupe.

4.3. Palynofaciès

Les variations latérales dans la continuité de l'affleurement rendent la numérotation des bancs particulièrement délicate; c'est pourquoi nous mentionnerons ici plutôt les numéros d'échantillons. Les résultats détaillés de l'analyse du palynofaciès sont exposés sur les figures 4.2 a et b. Pour des raisons d'homogénéité, seuls les horizons marneux ont été échantillonnés (50 g de roche par échantillons). La description suivante vise à mettre en évidence les événements significatifs dans l'évolution du contenu organique des dépôts berriasiens de Villarbeney.

Intervalle a (fig. 4.2 a; échantillons VIL 3 à VIL 35.5) - Exception faite de l'échantillon 33, riche en MOA pyriteuse vraisemblablement d'origine algaire, cet intervalle montre une distribution particulièrement homogène des autres constituants organiques. La proportion de kystes de dinoflagellés ne montre pas de tendance générale et oscille entre 9 et 18%. Les basales de foraminifères sont continuellement présentes, même si leur proportion n'est pas toujours significative. La fraction allochtone se révèle elle aussi d'une homogénéité remarquable. Une observation détaillée permet toutefois déceler des variations subtiles du palynofaciès. Dans les portions où les marnes dominent, les fragments de PM4 sont de plus petite taille, le rapport PM4-T/PM4 (= PM4-T/PM4 équidimensionnel) est plus élevé tandis que la proportion de PM1/2-B diminue légèrement.

Intervalle b (fig. 4.2 b; échantillons VIL 37 à VIL 43) - La fraction relativement autochtone reste constante au sein de l'intervalle mais montre une brusque augmentation par rapport à l'intervalle précédent. La fraction allochtone est caractérisée par une augmentation régulière du PM1/2-B, qui s'effectue au détriment du PM4 et du PM4-T. Des sporomorphes sont continuellement présents en proportion significative.

Intervalle c (fig. 4.2 b; échantillons VIL 45.5 à VIL 49.5) - Cet intervalle voit réapparaître à sa base une faible proportion de MOA, qui diminue régulièrement par la suite. La fraction allochtone est toujours dominée par des fragments de PM1/2-B.

Intervalle d (fig. 4.2 b; échantillons VIL 52 à VIL 57.5) - Cet intervalle est marqué par une importante augmentation de la proportion de kystes de dinoflagellés (de 17 à 64%) et la disparition des basales de foraminifères. Dans la fraction allochtone, la proportion de PM1/2-B diminue plus fortement que celle de PM4. Le rapport PM4-T/PM4 augmente et les fragments de PM4 deviennent plus petits (de 75 à 52 µm).

Intervalle e (fig. 4.2 b; échantillons VIL 59 à VIL 61.5) - La proportion de kystes de dinoflagellés (22 à 25%) redevient nettement plus faible que dans l'intervalle précédant. La fraction allochtone est dominée par des fragments de PM4.

Intervalle f (fig. 4.2 b; échantillons VIL 62.5 à VIL 66.5) - Cet intervalle débute par un pic de kystes de dinoflagellés (47%). La fraction allochtone est très diversifiée, toutes les catégories de PM étant bien représentées.

Intervalle g - Cet intervalle ne contenant pas de marnes, aucun échantillon n'y a été analysé.

Intervalle h (fig. 4.2 b; échantillons VIL 70.5 à VIL 70.7) - La proportion de kystes de dinoflagellés reste élevée (37 à 41%). La fraction allochtone voit la taille du PM4 augmenter (de 52 à 73 µm) et le PM4-T diminuer.

4.4. Interprétation

4.4.1. Découpage séquentiel

Le découpage séquentiel, proposé ici, s'appuie essentiellement sur les observations de terrain et l'analyse du palynofaciès. Il ne constitue qu'une première approche et sera repris de manière plus approfondie dans le travail de J.-B. Pasquier, qui amènera en plus l'étude détaillée des microfaciès et de nombreuses données à l'échelle régionale.

Sur le plan de l'identification des séquences, les calpionelles indiquent que le Berriasien inférieur est absent à Villarbeney et que la coupe débute à la séquence Be4. Les données encore incomplètes de l'étude des kystes de dinoflagellés ne permettent pas de caractériser avec certitude les séquences du sommet de la coupe (séquences Be6? et Be7?).

La séquence Be4

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend la plus grande partie de l'intervalle a (entre les échantillons VIL 3 à VIL35.5) dont seuls les quatre derniers bancs sont attribués au cortège transgressif (entre les échantillons VIL 35.5 et VIL 37) (*cf.* fig. 4.2 a). Le cortège de haut niveau correspond à l'intervalle b (*cf.* fig. 4.2 b).

Les arguments de terrain - Dans le cortège de bas niveau, les alternances marno-calcaires, arrangées en six successions strato-croissantes, progressivement dominées par les bancs calcaires indiquent des conditions favorables à la production de carbonates en bassin. Chaque succession strato-croissante est interprétée comme une paraséquence. Les bancs discontinus dans la partie inférieure (chenaux?) et parfois slumpés témoignent de l'instabilité des dépôts dans un cône sous-marin de talus. Cette instabilité va progressivement s'atténuer vers le sommet dans le prisme de bas niveau. La limite entre le cône sous-marin de talus et le prisme de bas niveau n'est pas clairement définie sur le terrain. Les quatre premières paraséquences, relativement massives, pourraient être attribuées au cône sous-marin de talus et les deux dernières, mois épaisses et plus marneuses, au prisme de bas niveau.

Le cortège transgressif est caractérisé par l'arrangement strato-décroissant des bancs et le passage à un intervalle marneux plus important (base de l'intervalle b).

Le cortège de haut niveau correspond à des alternances marno-calcaires, dominées par les interbancs marneux. Les bancs calcaires sont localement gréseux et finement laminés (turbidites). L'augmentation progressive de la proportion de quartz (J.-B. Pasquier, comm. pers.) dans cet intervalle marque la tendance régressive du cortège de haut niveau.

Les arguments du palynofaciès - Dans tout le cortège de bas niveau la fraction relativement autochtone est inférieure à 20%, alors qu'elle sera systématiquement plus élevée dans la partie supérieure de la coupe. La fraction allochtone est caractérisée par l'abondance de fragments de PM1/2-B. Les paraséquences sont marquées par des variations subtiles du palynofaciès; des pics de PM4-T (*cf.* PM4-T/PM4, fig. 4.2 a) coïncident généralement avec des creux dans la distribution de PM1/2-B et déterminent ainsi les surfaces d'inondation qui délimitent les paraséquences. L'abondance de MOA à l'échantillon VIL 33 indique une condensation à l'intérieur du cortège de bas niveau. Elle pourrait correspondre à une paraséquence de plus grande amplitude (début de la transgression?) ou représenter la limite entre le cône sous-marin de talus et le prisme de bas niveau.

Le cortège transgressif est marqué par une augmentation de la fraction relativement autochtone et une forte diminution de la taille des fragments de PM4. La surface d'inondation maximale n'est pas clairement exprimée dans le palynofaciès.

La fraction relativement autochtone reste élevée dans tout le cortège de haut niveau. Le caractère progradant de ce cortège de dépôts est illustré par une augmentation de la proportion de PM1/2-B et une diminution relative des fragments de PM4-T (*cf.* PM4-T/PM4, fig. 4.2 b).

La séquence Be5

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend tout l'intervalle c. L'intervalle d contient les cortège transgressif et de haut niveau. La limite entre ces deux cortèges (surface d'inondation maximale) se situe vers l'échantillon VIL 57.

Les arguments de terrain - Le cortège de bas niveau correspond à un important "mud-flow" chenalisé. Le cortège transgressif se marque par des alternances de calcaires pélagiques contenant des ammonites et des bélemnites, et de niveaux oolithiques. Ces ooïdes correspondent à du matériel remobilisé lors de l'inondation progressive de la plate-forme. Les études dans les carbonates récents démontrent que lors des périodes de bas niveau, la production de carbonates est limitée en bordure de plate-forme (calcaires bioclastiques péri-récifaux) et que les ooïdes se forment lors de l'inondation de la plate-forme (Kindler, 1993). Ce matériel oolithique peut ensuite être transporté dans le bassin sous l'effet de courants côtiers (Hine *et al.*, 1981; Haak & Schlager, 1989; Reijmer, 1991). La surface d'inondation maximale est marquée par une concentration d'ammonites. Le cortège de haut niveau est très réduit et se limite à un intervalle marneux et des bancs de calcaires pélagiques.

Les arguments du palynofaciès - Cette séquence est relativement bien définie sur le plan du palynofaciès. Le cortège de bas niveau comporte une proportion élevée de PM1/2-B et la taille des fragments de PM4 augmente graduellement vers le sommet. Dans le cortège transgressif, la taille des fragments de PM4 diminue et la proportion des kystes de dinoflagellés augmente très nettement (de 17 à 64%). Le cortège de haut niveau est caractérisé par une diminution de la proportion de kystes de dinoflagellés au profit des fragments de PM1/2-B.

La séquence Be6?

L'interprétation - Le cortège de bas niveau comprend tout l'intervalle e. L'intervalle f contient le cortège transgressif (entre les échantillons VIL 61.5 et VIL 62.5) et le cortège de haut niveau (entre les échantillons VIL 62.5 et VIL 66.5).

Les arguments de terrain - A une échelle plus réduite, cette séquence reprend les caractéristiques de la précédente. Le cortège de bas niveau est représenté par un dépôt de "mud-flow". Des ooïdes remaniées réapparaissent dans le cortège transgressif. Le cortège de haut niveau est essentiellement marneux. De minces bancs oolithiques, tronqués par la séquence suivante, sont présents au sommet du cortège de haut niveau. Ils pourraient correspondre à des dépôts de débordement de plate-forme ("highstand shedding").

Les arguments du palynofaciès - Cette séquence est principalement marquée par l'évolution de la proportion de kystes de dinoflagellés et de PM4-T (*cf.* PM4-T/PM4, fig. 4.2 b). Tous deux restent relativement constants dans le cortège de bas niveau, augmentent dans le cortège transgressif et diminuent dans le cortège de haut niveau.

La séquence Be7?

L'interprétation - Seule, la partie inférieure du cortège de bas niveau affleure dans l'intervalle étudié (intervalle g et intervalle h).

Les arguments de terrain - La limite de séquence est marquée par la base fortement érosive du premier des bancs oolithiques de l'intervalle g. La signification de ces bancs dans le découpage séquentiel reste énigmatique. La présence de clastes de matériel de plate-forme, remaniés dans ces bancs, pourrait signifier que la plate-forme était émergée lors de leur dépôt. Cet intervalle correspondrait alors au cône sous-marin de bassin, les placages pélagiques représentant la sédimentation autochtone. Le prisme de bas niveau débuterait avec les alternances marno-calcaires de l'intervalle h.

Les arguments du palynofaciès - La tendance régressive du prisme de bas niveau est marquée par une diminution de la fraction relativement autochtone et de la proportion de PM4-T.

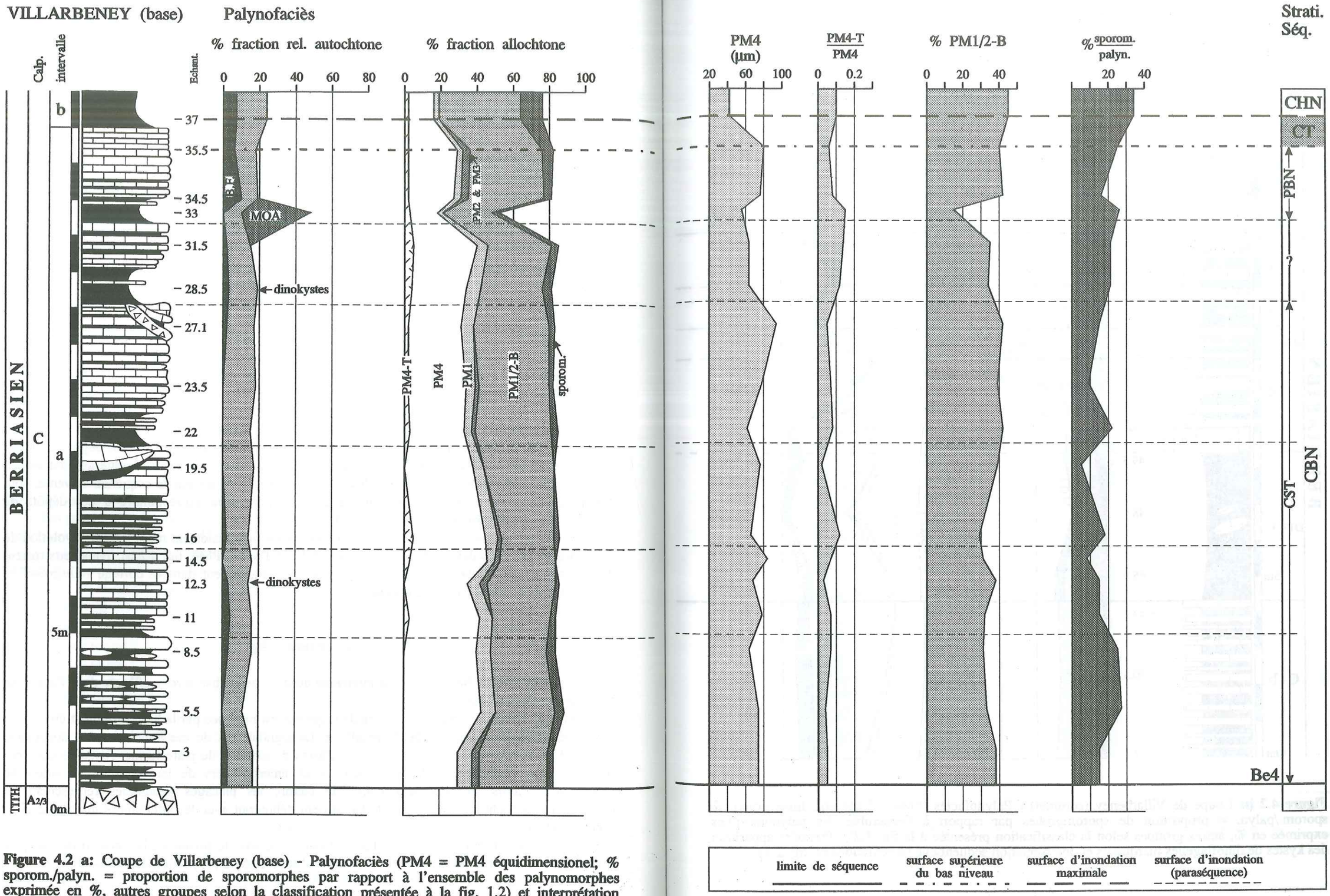


Figure 4.2 a: Coupe de Villarbeney (base) - Palynofaciès (PM4 = PM4 équidimensionel; % sporom./palyn. = proportion de sporomorphes par rapport à l'ensemble des palynomorphes exprimée en %, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2) et interprétation séquentielle (abréviations cf. fig. 2.1).

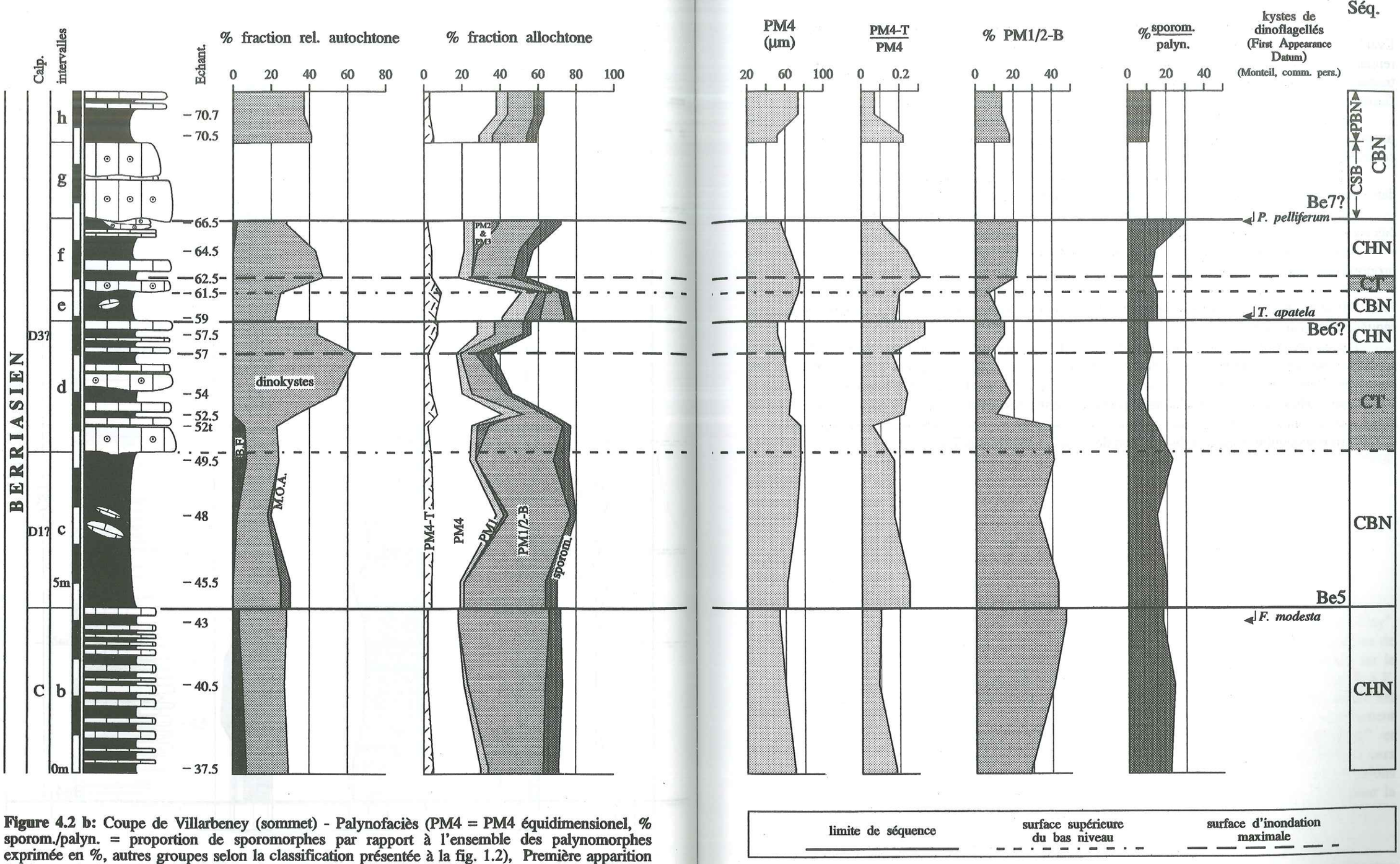


Figure 4.2 b: Coupe de Villarbeney (sommet) - Palynofaciès (PM4 = PM4 équidimensionel, % sporom./palyn. = proportion de sporomorphes par rapport à l'ensemble des palynomorphes exprimée en %, autres groupes selon la classification présentée à la fig. 1.2), Première apparition des kystes de dinoflagellés marqueurs et interprétation séquentielle (abréviations cf. fig. 2.1).

4.4.2. Discussion

Dix échantillons répartis sur l'ensemble de l'intervalle étudié ont été analysé en pyrolyse "Rock-Eval" (*cf.* annexe 5). Les valeurs de TOC sont faibles (<0.43%) et ne permettent pas de dégager une tendance générale dans la distribution quantitative de MO à Villarbeney. Comme dans la partie traitant du Bassin Vocontien, seule la caractérisation optique (palynofaciès) de la MO contribue à l'interprétation séquentielle.

Sur ce point, le modèle de distribution de MO établi dans le sud-est de la France (fig. 3.12) se retrouve dans les dépôts berriasiens de Villarbeney. Certains paramètres ont plus particulièrement contribué au découpage séquentiel:

- la proportion de fragments de PM1/2-B est élevée dans le cortège de bas niveau, diminue dans le cortège transgressif et augmente à nouveau dans le cortège de haut niveau;
- la proportion de kystes de dinoflagellés évolue à l'opposé: elle est faible dans le cortège de bas niveau, augmente dans le cortège transgressif et diminue dans le cortège de haut niveau;
- la proportion de PM4-T (*cf.* PM4-T/PM4; figs 4.2 a et 4.2 b) se comporte comme la proportion de kystes de dinoflagellés.

En plus des séquences du troisième ordre, des variations subtiles dans la distribution de PM1/2-B et de PM4-T ont permis de confirmer les paraséquences dans le cortège de bas niveau de la séquence Be4 (fig. 4.2 a).

Par contre, l'interprétation de la distribution des basales de foraminifères reste problématique. Si dans le Bassin Vocontien (plus particulièrement à Berrias et à Angles, figs 3.3, 3.5a et 3.5b) ces dernières étaient fréquemment reportées à proximité de la surface d'inondation maximale, à Villarbeney, elles sont continuellement présentes dans les deux tiers inférieurs de la coupe et disparaissent dans le cortège transgressif de la séquence Be5. Nous ne retiendrons donc de signification séquentielle dans la distribution des basales de foraminifères.

5. Le Bassin du Yorkshire

5.1. Cadre géologique au Berriasien

L'évolution paléogéographique de la Mer du Nord est liée à une phase de rifting au Jurassique, créant en particulier d'importants grabens d'axe nord - sud: le "Viking graben" et le "Central graben". Plus au sud, dans la Mer du Nord méridionale, ces grabens sont repris par des failles décrochantes d'orientation NW-SE. Une subsidence différentielle le long de ces failles créé une série de bassins annexes, dont le "Sole Pit Basin" (Ziegler, 1988). Le bassin du Yorkshire représente la terminaison septentrionale du "Sole Pit Basin" (Rawson *et al.*, 1978).

La discontinuité tardi-cimmérienne ("late Kimmerian unconformity") - A la fin du Jurassique, une intensification du rifting affecte le système de grabens de la Mer du Nord et produit une importante accentuation des reliefs. Alors qu'au centre des grabens la sédimentation est continue, sur les hauts structuraux les courants de contour ralentissent très fortement la sédimentation, créant une discontinuité majeure à l'échelle de la Mer du Nord (Ziegler, 1988). Les effets combinés du réajustement tectonique et des variations eustatiques, de grande amplitude à cette époque (Vail & Todd, 1981), modifient fortement la circulation des eaux. Cela provoque la réoxigénation des zones les plus profondes et marque la fin progressive du dépôt des argiles riches en MO: la "Kimmeridge Clay", principale roche mère de la Mer du Nord (Ziegler, 1988). Cette discontinuité tardi-cimmérienne représente un événement repère sur les marges du bassin à la limite Jurassique - Crétacé (Rawson & Riley, 1982).

Dans le Bassin du Yorkshire, la discontinuité tardi-cimmérienne est clairement marquée par un horizon condensé, riche en nodules phosphatés, qui sépare le Volgien supérieur* (sommet de la "Kimmeridge Clay") du Ryazanien supérieur ("Speeton Clay"). Dans les deux coupes étudiées cette discontinuité a été clairement identifiée (*cf.* "Coprolite bed", ci-dessous; Neale, 1968) et constitue un excellent niveau repère.

5.2. Présentation de la coupe et du forage étudiés

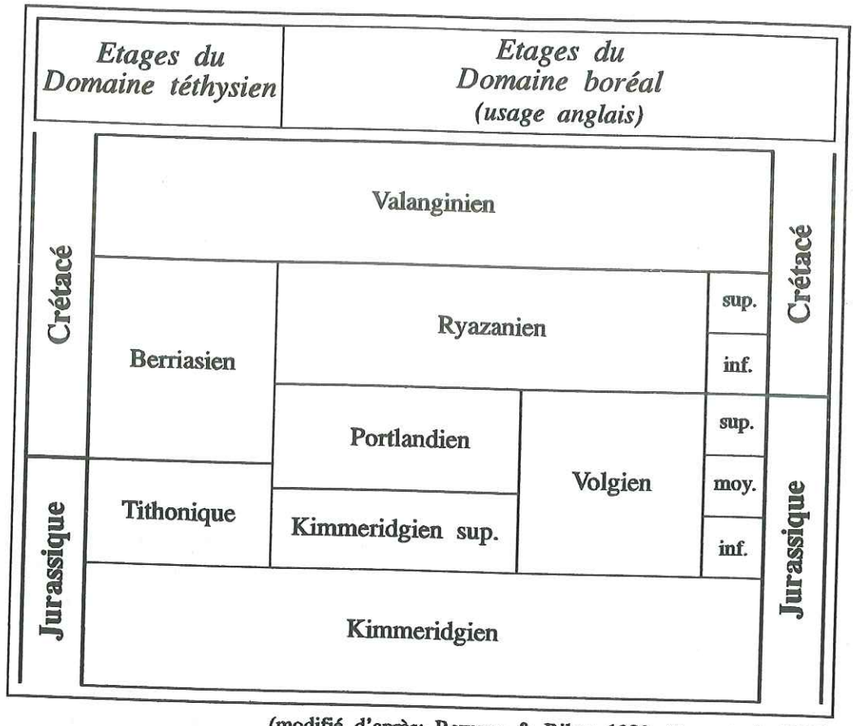
5.2.1. La coupe de Speeton (Speeton Clay) (figs 5.3 et 5.5)

La coupe de Speeton représente la coupe de référence pour la formation de la "Speeton Clay", d'âge Ryazanien - Albien. Cette formation consiste en une série de marnes sombres d'une centaine de mètres d'épaisseur. Lamplugh (1889) reconnut six intervalles, d'épaisseur très inégale, basés sur la présence de groupes caractéristiques de bélemnites. Il attribua à ces six intervalles les lettres A à F, du sommet à la base, c'est-à-dire dans l'ordre inverse de la pratique stratigraphique. La coupe est située au pied d'une falaise et il est fréquent que des glissements de terrain masquent partiellement l'affleurement. Des travaux ultérieurs attribuèrent l'intervalle F à la "Kimmeridge Clay" et proposèrent de subdiviser les intervalles C et D, de C1 à C11 et de D1 à D8, à nouveau du haut vers le bas (*cf.* Neale, 1960, 1968 et 1988). Ce découpage, qui s'appuie essentiellement sur des variations faunistiques et des variations lithologiques parfois assez subtiles, est proposé à la figure 5.5 pour la portion ryazanienne de la coupe.

Localisation

La coupe étudiée est située à 200 m au nord-est du camping de la petite localité de Speeton (Yorkshire, UK; fig. 5.2)

* La corrélation des étages stratigraphiques entre le Domaine boréal et le Domaine téthysien est proposée à la figure 5.1.



(modifié d'après: Rawson & Riley, 1982; Haq *et al.*, 1987)

Figure 5.1: Corrélation des étages du domaine téthysien et du domaine boréal à la limite Jurassique-Crétacé.

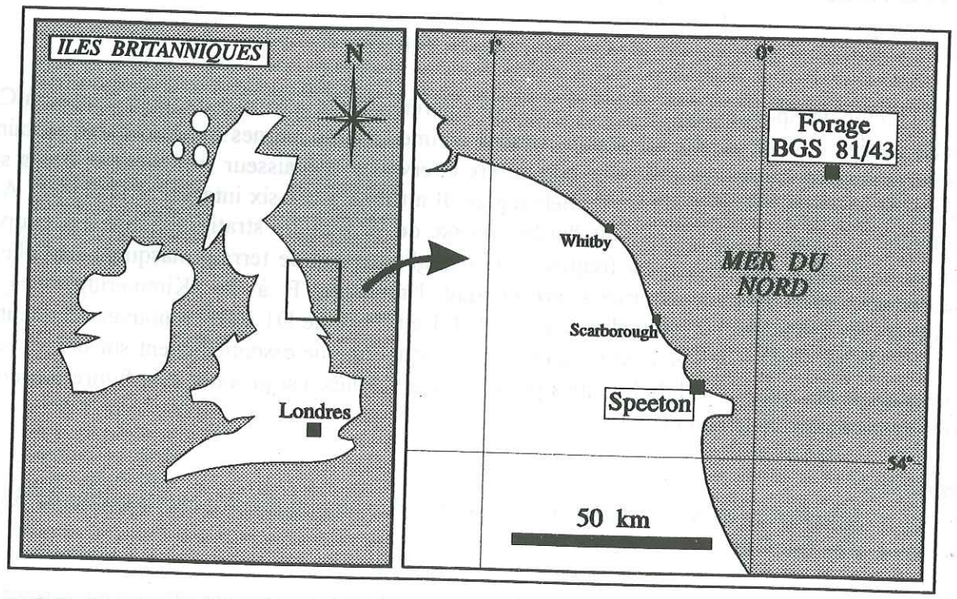


Figure 5.2: Carte de localisation de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43

Epaisseur de l'intervalle étudié

3.9 m, entre l'échantillon SC1 (sommet "Kimmeridge Clay") et l'échantillon SC28 (base D5) (fig. 5.5).

Age

Le sommet de la "Kimmeridge Clay" est daté du Volgien inférieur (Zone à *Pectinatus*) à Speeton (Cope, 1974). L'intervalle entre le Volgien moyen et la base du Ryazanien supérieur est condensé dans le banc E (10 cm). La suite de la coupe est attribuée au Ryazanien supérieur (bancs D8 à D7F: zone à *Stenomphalus* et bancs D7E à D5 zone à *Albidum*; Rawson & Riley, 1982; Neale, 1988; Lott *et al.*, 1989). Lors de notre campagne de terrain sur la coupe de Speeton*, la limite Ryazanien - Valanginien (D5 - D4) était recouverte par un glissement de terrain et n'est de ce fait pas étudiée ici.

Description de la coupe

La coupe de Speeton se révèle particulièrement monotone à l'affleurement. Seules des variations subtiles de la couleur ou de l'état d'altération des argiles permettent de retrouver la subdivision proposée dans la littérature (fig. 5.5).

"Kimmeridge Clay"- "black shales".

Banc E - nodules phosphatés, centimétriques, brunâtres. Ce niveau est mentionné dans la littérature sous la dénomination de "Coprolite bed" (Neale, 1960, 1968), il correspond à la discontinuité tardi-cimmérienne (Rawson & Riley, 1982)

Banc D8 - "black shales", du type "Kimmeridge Clay".

Banc D7G - argilite sombre, brune, présence de bélemnites.

Banc D7F - argilite bleue, légèrement bariolée; premier niveau de bentonite (horizon de cendres volcaniques altérées) dans la coupe de Speeton (Knox, 1991).

Banc D7E - argilite gris - brun.

Banc D7D - argilite bioturbée, bleu - gris, présence de nodules pyriteux; second niveau de bentonite (Knox, 1991).

Banc D7C - argilite bioturbée, grise, à l'aspect massif.

Banc D7B - argilite bioturbée, brun-vert.

Banc D7A - argilite grise, aspect rouillé, présence d'ammonites.

Banc D6J - argilite bleue, marques jaune vif à l'altération, troisième niveau de bentonite.

Banc D6I - argilite grise à horizons silteux, présence de bioturbations à la base du banc.

Banc D6H - argilite gris clair, à l'aspect massif ("stone band" de Neale, 1988), présence d'ammonites.

Banc D6G - argilite grise, présence d'ammonites.

Banc D6F - argilite grise, légèrement plus sombre que D6G.

Banc D6E - argilite grise, du type de D6G.

Banc D6D - argilite gris - bleu.

Banc D6C - argilite sombre, bariolée, quatrième niveau de bentonite.

Banc D6B - argilite grise, du type de D6G.

Banc D6A - argilite grise, légèrement silteuse, d'aspect massif, marques vertes à l'altération, présence d'ammonites

Banc D5 base - argilite sombre, gris brun ("Lingula bed" de Neale, 1988).

Si ces variations de l'aspect des argilites nous ont permis de nous repérer sur la coupe, elles ne constituent certainement pas des indications fiables à l'échelle régionale. Cinq horizons peuvent cependant être retenus pour effectuer des corrélations: le "Coprolite bed" (banc E) et les quatre niveaux de bentonites (bancs D7F, D7D, D6J et D6C). Ces cinq événements se retrouveront dans le forage BGS 81/43 (Lott *et al.*, 1986; Lott *et al.*, 1989; Knox, 1991). (fig. 5.3)

---

* Campagne de terrain du 25 au 26 août 1990, en compagnie de T. Blondel et G. Gorin.

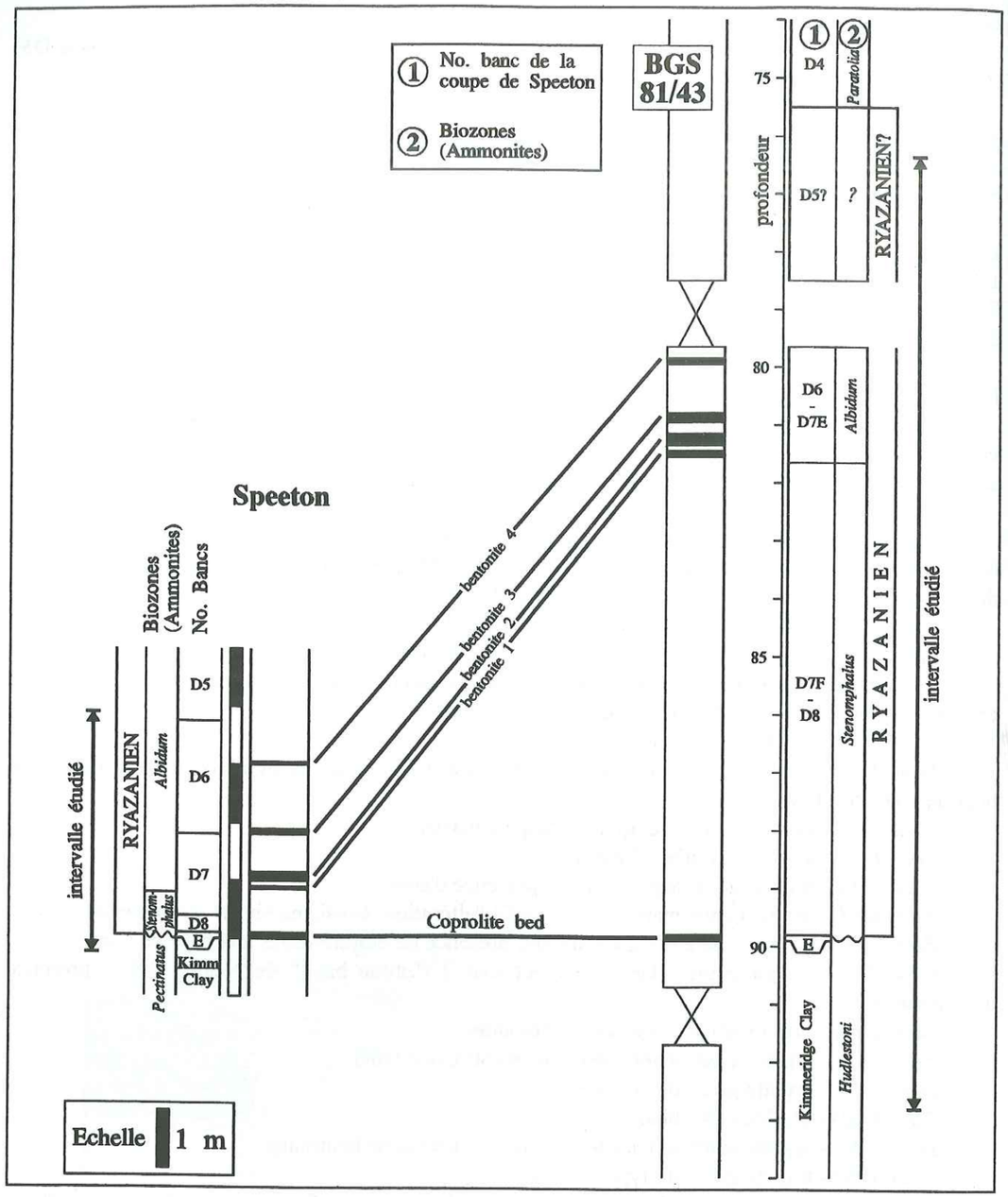


Figure 5.3: Corrélation de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43. Cette corrélation s'appuie sur cinq horizons repères: le "Coprolite bed" (discontinuité tardi-Cimmérienne) et les quatre horizons de bentonite. La numérotation des bancs et les biozones d'ammonites dans le forage BGS 81/43 sont déduites de la comparaison du contenu en microfaune et microflore avec la coupe de Speeton (Lott *et al.*, 1986; Lott *et al.*, 1989). La coupe de Speeton et le forage BGS sont représentés à la même échelle. Cela illustre la différence d'épaisseur dans la première partie du Ryazanien supérieur (zone à *Stenomphalus).*

5.2.2. Le forage BGS 81/43 (fig. 5.3 et 5.6)

Remarques préliminaires

En raison de la relative uniformité des lithologies, il aurait été délicat de numéroter les bancs ou de dégager des intervalles caractéristiques. Pour cette raison, les observations effectuées sur le forage BGS 81/43 seront positionnées par rapport à leur profondeur.

Deux portions du forage n'ont pas été récupérées. Il s'agit des intervalles 78.50 - 79.65 m et 90.70-91.70 m.

Localisation

Le forage BGS 81/43 (coord. 54°38.919'N, 0°14.509'E) est situé dans la Mer du Nord à environ 60 km au NNE de la coupe de Speeton (fig. 5.2). Il s'agit d'un forage, carotté en continu, effectué par le Service Géologique de Grande-Bretagne ("British Geological Survey") en 1981.

Epaisseur de l'intervalle étudié

16.30 m; intervalle compris entre 76.4 m et 92.70 m.

Age

L'intervalle étudié débute dans la "Kimmeridge Clay" (89.90-92.70 m), dont le sommet est daté du Volgien inférieur (zone à *Hudlestoni*). Le sommet de la formation est ici plus vieux qu'à la localité de Speeton (Lott *et al.*, 1986) où il est daté de la zone à *Pectinatus* (Cope, 1974). La discontinuité tardi-cimmérienne est à nouveau marquée par le "Coprolite bed" (89.75-89.90 m; *cf.* chapitre 5.2.1). La sédimentation reprend dans le Ryazanien supérieur (79.65-89.75) et couvre les zones à *Stenomphalus* et à *Albidum* (fig. 5.3). L'intervalle qui suit la deuxième lacune (76.45-78.50 m) n'est pas daté avec certitude: cependant, son contenu en microfaune (foraminifères et ostracodes) et en microflore (kystes de dinoflagellés) semble indiquer une corrélation avec le banc D5 de la coupe de Speeton (Lott *et al.*, 1986), d'âge Ryazanien terminal.

Description de la coupe

Comme la coupe de Speeton, le forage BGS 81/43 est essentiellement constitué d'argilites sombres: seules des variations subtiles dans la proportion de matériel plus grossier (silts) permet d'individualiser certains intervalles.

89.90-92.70 m ("Kimmeridge Clay") - "black shales", présence de fragments de bivalves et d'ammonites.

89.75-89.90 m ("Coprolite bed") - nodules phosphatés brunâtres centimétriques, enrobés dans une matrice argileuse sombre; présence de fragments de bélemnites.

83.20-89.75 m - argilite sombre avec des passées silteuses. La succession d'argiles sombres et de silts plus clair donne un aspect finement laminé à cette intervalle. Des bélemnites sont présentes entre 86.00 et 89.75 m. A partir de 85.20 m la proportion de silts devient plus importante. Des bioturbations affectent la partie supérieure de l'intervalle.

76.45-83.20 m - argilite plus claire avec des passées silteuses. La base de cet intervalle est marquée par une surface d'érosion (83.20 m), suivie immédiatement par un niveau de nodules phosphatés et de débris charbonneux. Quatre horizons de bentonites ont été identifiés (Lott *et al.*, 1986; Knox, 1991) à: 81.55, 81.30, 80.90 et 79.95 m (fig. 5.6).

5.3. Faciès organique

5.3.1. Paramètres spécifiques à l'analyse du faciès organique

Pour chaque échantillon prélevé dans les deux coupes du Bassin du Yorkshire, nous disposons des données optiques (palynofaciès) et physico-chimiques (pyrolyse "Rock Eval" effectuée à l'Institut Français du Pétrole; *cf.* annexes 7 et 9). Ces données supplémentaires permettent une caractérisation qualitative et quantitative de la distribution de MO. Pour cette raison nous emploierons le terme de faciès organique (*cf.* chapitre 1.1) pour la coupe de Speeton et le forage BGS 81/43.

Les paramètres issus de la pyrolyse "Rock Eval" permettent de distinguer trois types de kérogène (Tissot & Welte, 1984), définis par les indices d'hydrogène (IH; proportionel au rapport H/C; Espitalié *et al.*, 1986) et d'oxygène (IO; proportionel au rapport O/C; Espitalié *et al.*, 1986):

Type I - kérogène avec un IH initial élevé et un IO initial bas (fig. 5.4), généralement issu de sédiments riches en matériel algaire (du type *Botryococcus*, *Tasmanites*, etc.);

Type II - kérogène avec un IH initial relativement élevé et un IO initial relativement bas (fig. 5.4), généralement issu de sédiments marins où de la MO, dérivée d'un mélange de phytoplancton, zooplancton et autres micro-organismes (bactéries), s'est déposée dans un environnement réducteur;

Type III - kérogène avec un IH initial bas et un IO initial relativement élevé (fig. 5.4), généralement issu de sédiments riches en débris végétaux continentaux.

En plus de ces trois types caractéristiques de kérogène, tous les intermédiaires peuvent être rencontrés sous forme de mélanges de constituants organiques d'origine diverse. Un mode de visualisation classique des types de MO consiste à reporter les rapports H/C et O/C (ou les index IH et IO; Espitalié *et al.*, 1986) sur un diagramme binaire (*cf.* diagramme de Van Krevelen, 1961), où l'on peut distinguer trois champs correspondant chacun à un type de kérogène (Tissot & Welte, 1984) (fig. 5.4).

Deux paramètres, définis par Tyson (1989), sont également utilisés ici: le Phyt-OC (COT x % d'abondance de phytoclastes) et l'Amex-OC (COT x % d'abondance de MOA fluorescente). A première vue, la combinaison hybride de mesures physico-chimiques et de données optiques dans ces paramètres peut sembler surprenante. Néanmoins, l'utilisation du Phyt-OC et de l'Amex-OC permet d'inclure des données quantitatives aux résultats de l'analyse du palynofaciès et donne une image plus concrète de l'évolution de la distribution des différents constituants organiques. La signification environnementale de ces deux paramètres est la suivante (Dybkjaer, 1991):

- une augmentation du Phyt-OC indique un apport accru de constituants organiques d'origine terrestre (fraction allochtone) et peut être interprétée comme un signe de régression,
- une augmentation de l'Amex-OC témoigne de l'accroissement de la déficience en Oxygène dans le milieu de dépôt.

Les différents types de kérogène (fig. 5.4) et le calcul des index Phyt-OC et Amex-OC (fig. 5.5 et 5.6) ont été établis pour chaque échantillon des deux coupes étudiées dans le Bassin du Yorkshire. Ces paramètres interviennent dans l'interprétation séquentielle.

5.3.2. La coupe de Speeton et le forage BGS 81/43

Les données détaillées de l'analyse du faciès organique de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43 sont présentées sur les figures 5.5, 5.6 et 5.7. Nous nous limiterons dans cette partie à quelques commentaires sur l'intervalle étudié ici.

Par rapport au dépôts berriasiens des Bassins Vocontien et Ultrahelvétique, les dépôts de même âge du Bassin du Yorkshire sont caractérisée par des teneurs en MO nettement plus élevées (fig. 5.7, *cf.* valeurs de COT, annexes 7 et 9). Cela a permis de ne traiter que des quantités faibles de sédiments (environ 10 g) pour les préparations palynologiques.

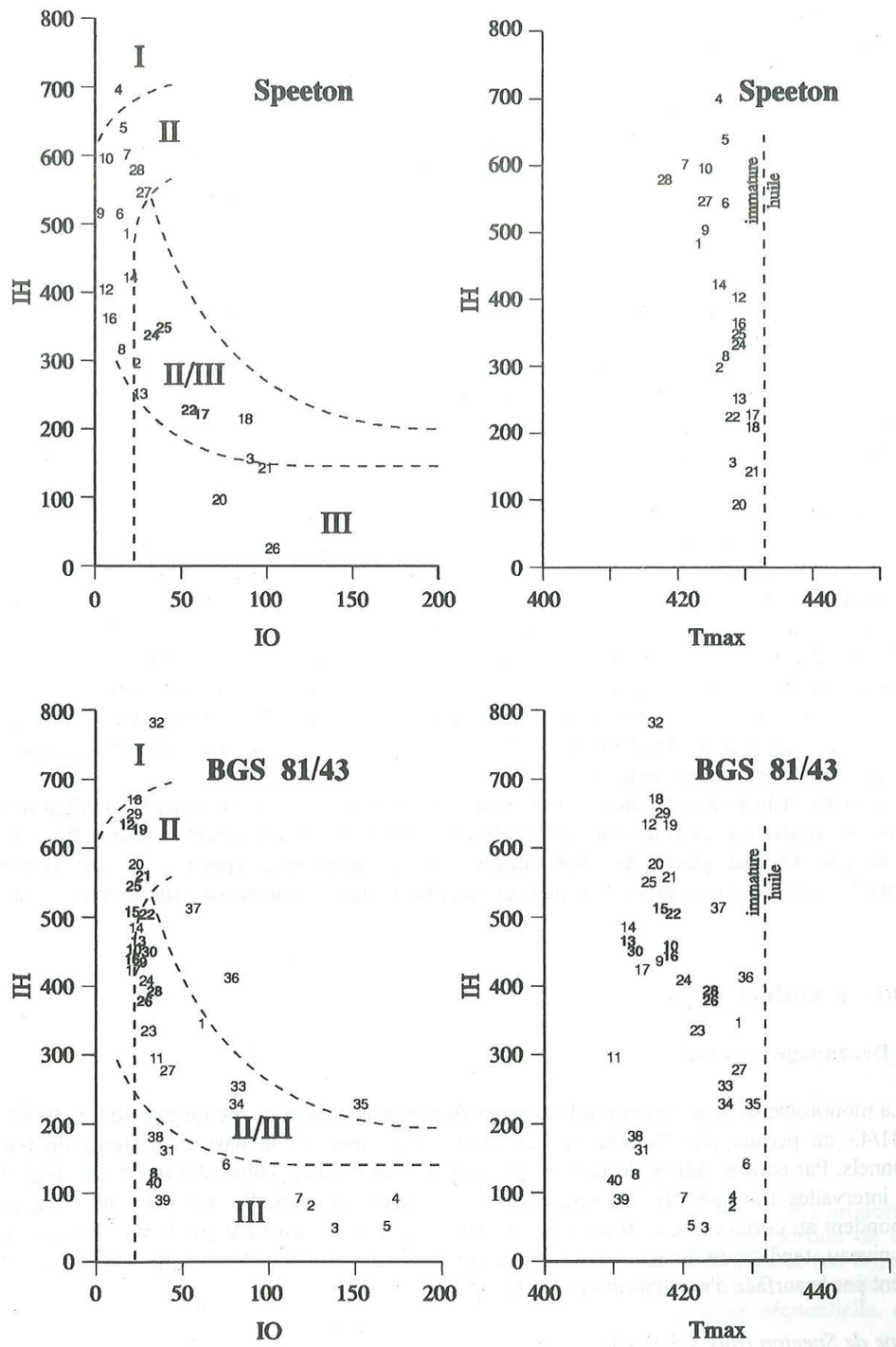


Figure 5.4: Données "Rock-Eval" des échantillons de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43. Les diagrammes IH/IO (à gauche) permettent de définir les différents types de kérogène (types I à III) et les diagrammes IH/Tmax (à droite) indiquent le degré de maturation (Espitalié *et al.*, 1986).

Les données physico-chimiques (Pyrolyse "Rock-Eval")

Dans les deux séries, les valeurs de COT sont plus élevées à la base (entre le "Coprolite bed" et le deuxième horizon de bentonite) et correspondent à du kérogène de type I ou II (fig. 5.7). Au dessus, le kérogène est compris entre les types II et III.

Dans l'ensemble, les valeurs de COT sont plus faibles dans la coupe de Speeton que dans le forage BGS 81/43 (fig. 5.7). Ceci peut être un effet de l'altération de surface à Speeton, qui se caractérise par une disparition plus ou moins importante du contenu en MO (Espitalié *et al.*, 1986).

Les données optiques (Palynofaciès)

Le palynofaciès de la coupe de Speeton et du forage BGS est caractérisé par l'abondance de MOA fluorescente, les autres constituants organiques ne représentant qu'une faible proportion du kérogène. Pour cette raison, la présentation des résultats de l'analyse du palynofaciès (figs 5.5 et 5.6) diffère de celle proposée dans les parties précédentes de ce travail:

- les palynomacéraux (PM) ont été regroupés en une catégorie unique, afin d'appréhender la distribution de l'ensemble des phytoclastes;
- la faible proportion de l'ensemble du PM4 ne permet pas d'établir un rapport PM4-T/PM4 qui soit significatif;
- la proportion de MOA et de MO figurée est présentée sur des diagrammes distincts, dans le but de mieux visualiser les variations relatives de la distribution des constituants organiques figurés.

Les proportions réelles de kystes de dinoflagellés et d'acritarches (essentiellement des leiosphères) sont vraisemblablement un peu plus élevées que celle qui ont été établies ici. L'abondance de MOA masque fréquemment d'autres constituants. Si les phytoclastes (en tout cas les plus sombres du type PM1 ou PM4) ressortent par transparence des amas de MOA, les kystes de dinoflagellés et les acritarches, plus clairs, ne se dégagent pas toujours visuellement. Cet effet se manifeste surtout dans les échantillons particulièrement riche en MOA (> 90%). Pour ces derniers, les proportions de kystes de dinoflagellés et d'acritarches ne peuvent plus être considérées comme un critère significatif lors de l'interprétation.

La coupe et le forage étudiés ne montrent pas de tendance générale dans la distribution des constituants organiques. La principale différence entre la coupe de Speeton et le forage BGS 81/43 est la proportion plus élevée de sporomorphes et d'acritarches à Speeton, ce qui peut être vraisemblablement attribué à la position paléogéographique plus proximale de cette dernière localité.

5.4. Interprétation

5.4.1. Découpage séquentiel

La monotonie de la succession lithologique du Ryazanien de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43 ne permet pas d'établir un découpage séquentiel sur la base de critères de terrain traditionnels. Par contre, l'étude du faciès organique permet d'individualiser des intervalles régressifs et des intervalles transgressifs. En termes de stratigraphie séquentielle, les intervalles régressifs correspondent au cortèges de haut niveau et de bas niveau et se terminent par la surface supérieure du bas niveau, tandis que les intervalles transgressifs représentent tout le cortège transgressif et se terminent par la surface d'inondation maximale (*cf.* fig. 2.2).

La coupe de Speeton (figs 5.5 et 5.7)

kérogène de type I (surface d'inondation maximale A, échantillon SC 4) vers le type II. L'indice Amex-OC diminue, tandis que l'indice Phyt-OC augmente. Ces observations traduisent l'augmentation de la proportion de MO d'origine continentale au profit de la MO marine. La brusque *Echantillons SC 4 à SC 7 (intervalle régressif)* - La régression est caractérisé par le passage de

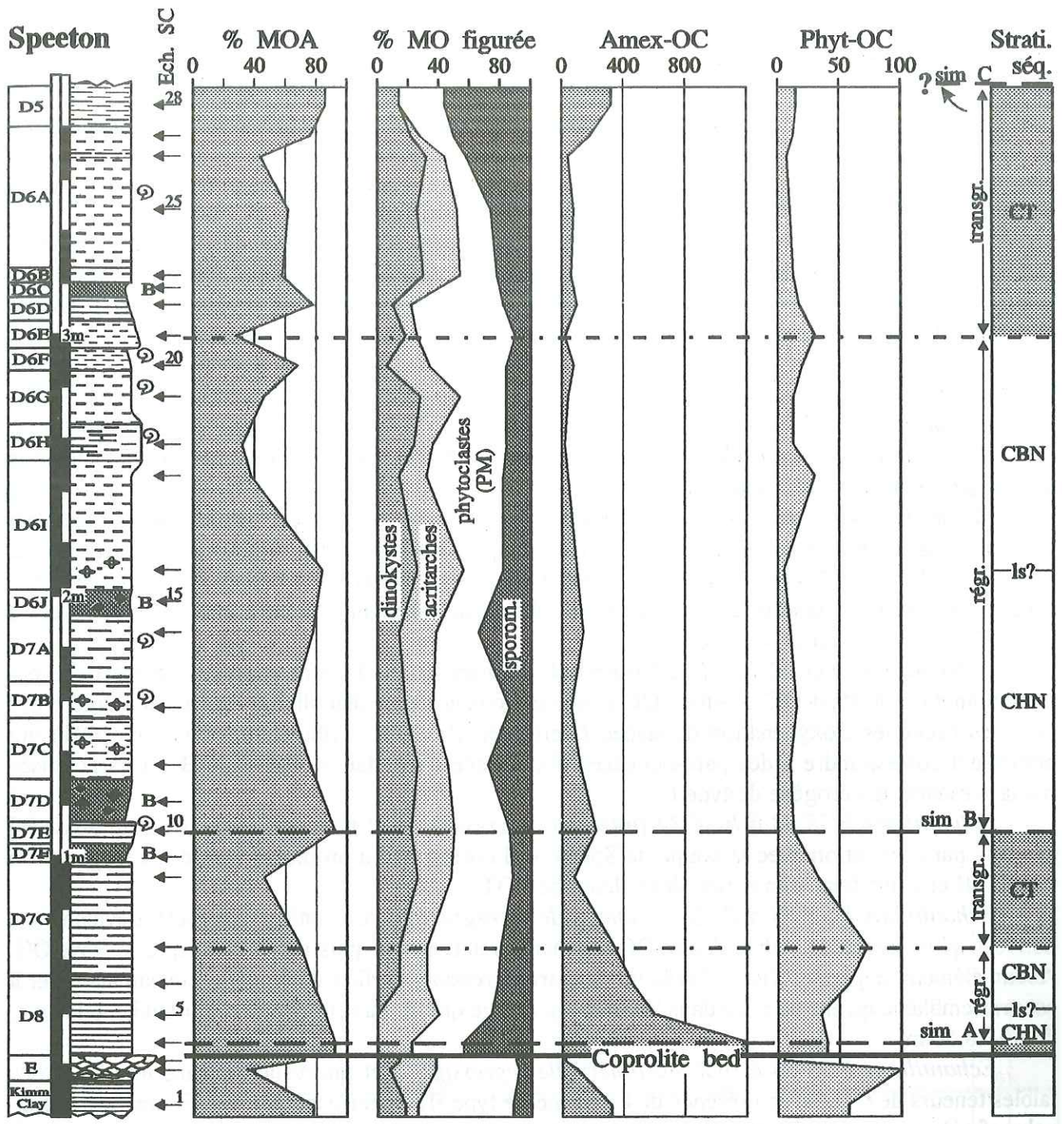


Figure 5.5: La coupe de Speeton (B=horizon de bentonite); palynofaciès (de g. à dr.), proportion de MO amorphe (MOA) par rapport au résidu palynologique total (en %), proportion de chaque groupe de constituants organiques figurés par rapport à l'ensemble de la MO figurée (en %), indices Amex-OC (%MOA x COT; sans unité; Tyson, 1989) et Phyt-OC (%PM x COT; sans unité; Tyson, 1989) et interprétation séquentielle (abréviations des termes de stratigraphie séquentielle, *cf.* fig. 2.1).

élévation de l'indice Phyt-OC à partir de l'échantillon SC 5 pourrait correspondre à la limite de séquence.

Echantillons SC 6 à SC 10 (intervalle transgressif) - La transgression est indiquée par une forte diminution de l'indice Phyt-OC et la réapparition de kérogène proche du type I à la surface d'inondation maximale B.

Echantillons SC 11 à SC 21 (intervalle régressif) - Le kérogène passe graduellement vers le type III, au sommet de l'intervalle. Les indices Amex-OC et Phyt-OC, tout en étant globalement bas, montrent les tendances suivantes: l'Amex-OC diminue progressivement au profit du Phyt-OC. Comme dans l'intervalle régressif précédant, la brusque augmentation du Phyt-OC entre les échantillons SC 16 et SC 17 pourrait correspondre à la limite de séquence.

Echantillons SC 22 à SC 28 (intervalle transgressif) - Toutes les tendances observées dans l'intervalle précédent s'inversent ici. Le kérogène passe du type II au type III, l'Amex-OC diminue et le Phyt-OC augmente. L'intervalle régressif suivant n'a pas été atteint, ce qui indique que la surface d'inondation maximale C se situe vraisemblablement au-dessus de la portion de la coupe étudiée ici.

Le forage BGS 81/43 (figs 5.6 et 5.7)

Echantillons BGS 8 à BGS 12 (intervalle transgressif) - Le kérogène passe graduellement du type III au type II. Cela coïncide avec une augmentation de l'indice Amex-OC. Le Phyt-OC diminue dans la partie inférieure de l'intervalle.

Echantillons BGS 13 à BGS 21 (intervalle régressif) - Le type de kérogène varie peu dans cet intervalle. La régression est essentiellement marquée par une augmentation globale du Phyt-OC. La limite entre la fin de la régression et le début de la transgression (*cf.* intervalle suivant) n'est pas clairement exprimée dans le faciès organique, elle principalement établie par corrélation avec la coupe de Speeton (Lott *et al.*, 1989).

Echantillons BGS 22 à BGS 32 (intervalle transgressif) - La transgression est marquée par une diminution du Phyt-OC. L'Amex-OC varie rapidement d'un échantillon à l'autre est suggère des périodes cycliques d'oxygénation du milieu (Herbin *et al.*, 1991; Tribovillard & Gorin, 1991) qui pourraient correspondre à des paraséquences. La surface d'inondation maximale B est caractérisée par la présence de kérogène de type I.

Echantillons BGS 33 à BGS 34 (intervalle régressif) - Cet intervalle régressif a lui aussi été identifié par corrélation avec la coupe de Speeton. Il correspond à un retour vers des kérogènes du type II/III et à une forte diminution des valeurs de COT.

Echantillons BGS 35 à BGS 37 (intervalle transgressif) - Les valeurs de COT deviennent à nouveau plus élevées. L'indice Amex-OC augmente relativement plus rapidement que le Phyt-OC. Aucun élément ne permet d'identifier la fin de la transgression (surface d'inondation maximale C) et il est vraisemblable qu'elle se situe dans la partie du forage qui n'a pas été récupérée (deuxième lacune: 76.45-78.50 m).

Echantillons BGS 38 à BGS 40 (intervalle régressif) - Cet intervalle est caractérisé par des faibles teneurs de COT et la présence de kérogène de type III. Il correspond à un net changement du palynofaciès, marqué par la diminution de la proportion de MOA.

5.4.2. Discussion

L'étude du contenu organique de la série ryazanienne du Bassin du Yorkshire dans la coupe de Speeton et le forage BGS 81/43 illustre la complémentarité des données optiques (palynofaciès) et des données physico-chimiques (pyrolyse). Les variations du type de kérogène correspondent à des changements caractéristiques du palynofaciès. Les kérogènes de type I et II consistent en un palynofaciès riche en MOA fluorescente avec une proportion de phytoclastes relativement faible (par exemple: échantillons SC 4 ou SC 10; figs 5.5 et 5.7). Les kérogènes de type III sont eux nettement

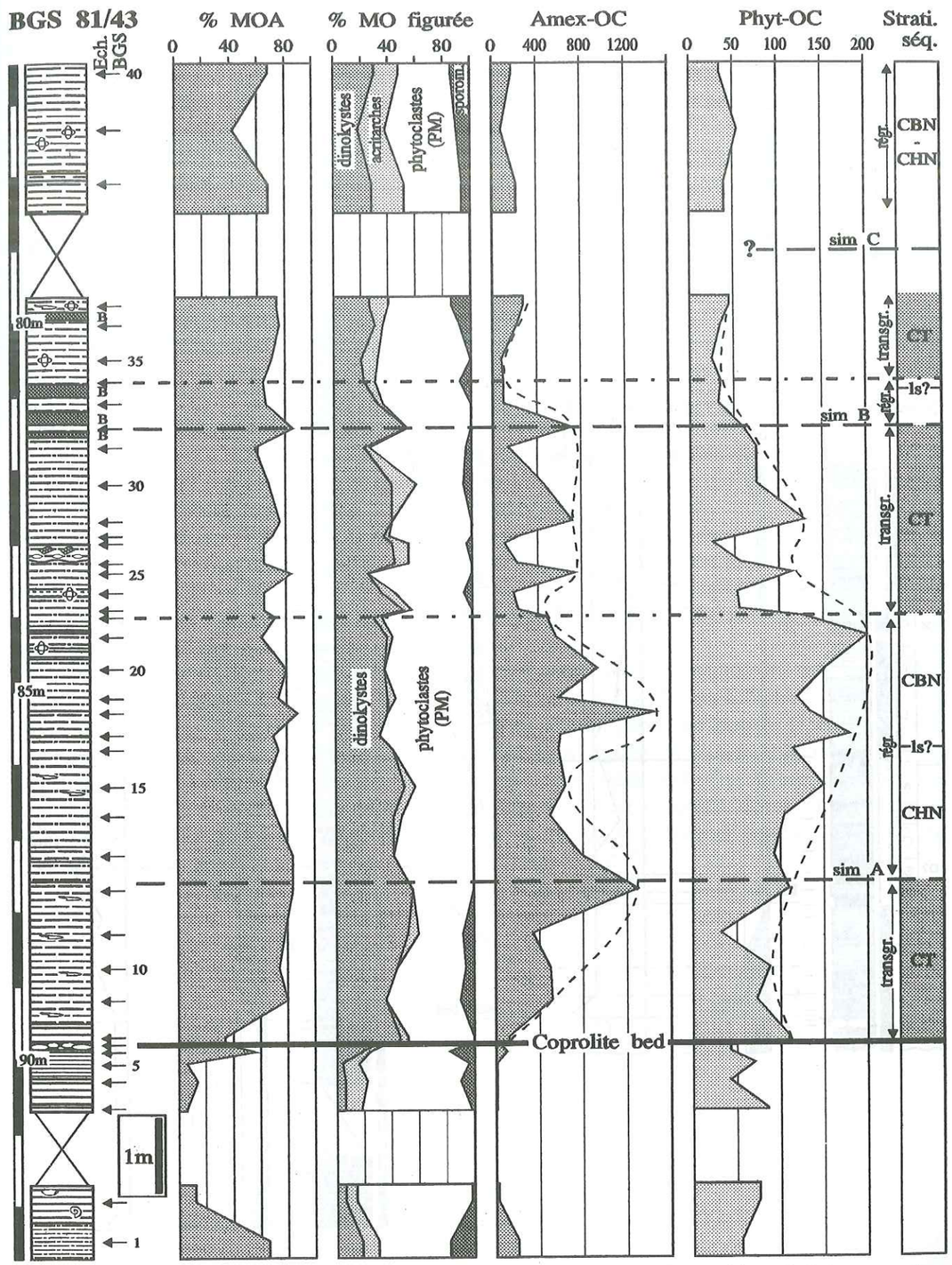


Figure 5.6: Le forage BGS 81/43 (B=horizon de bentonite); palynofaciès (de g. à dr.), proportion de MO amorphe (MOA) par rapport au résidu palynologique total (en %), proportion de chaque groupe de constituants organiques figurés par rapport à l'ensemble de la MO figurée (en %), indices Amex-OC (%MOA x COT; sans unité; Tyson, 1989) et Phyt-OC (%PM x COT; sans unité; Tyson, 1989) et interprétation séquentielle (abréviations des termes de stratigraphie séquentielle, *cf.* fig. 2.1).

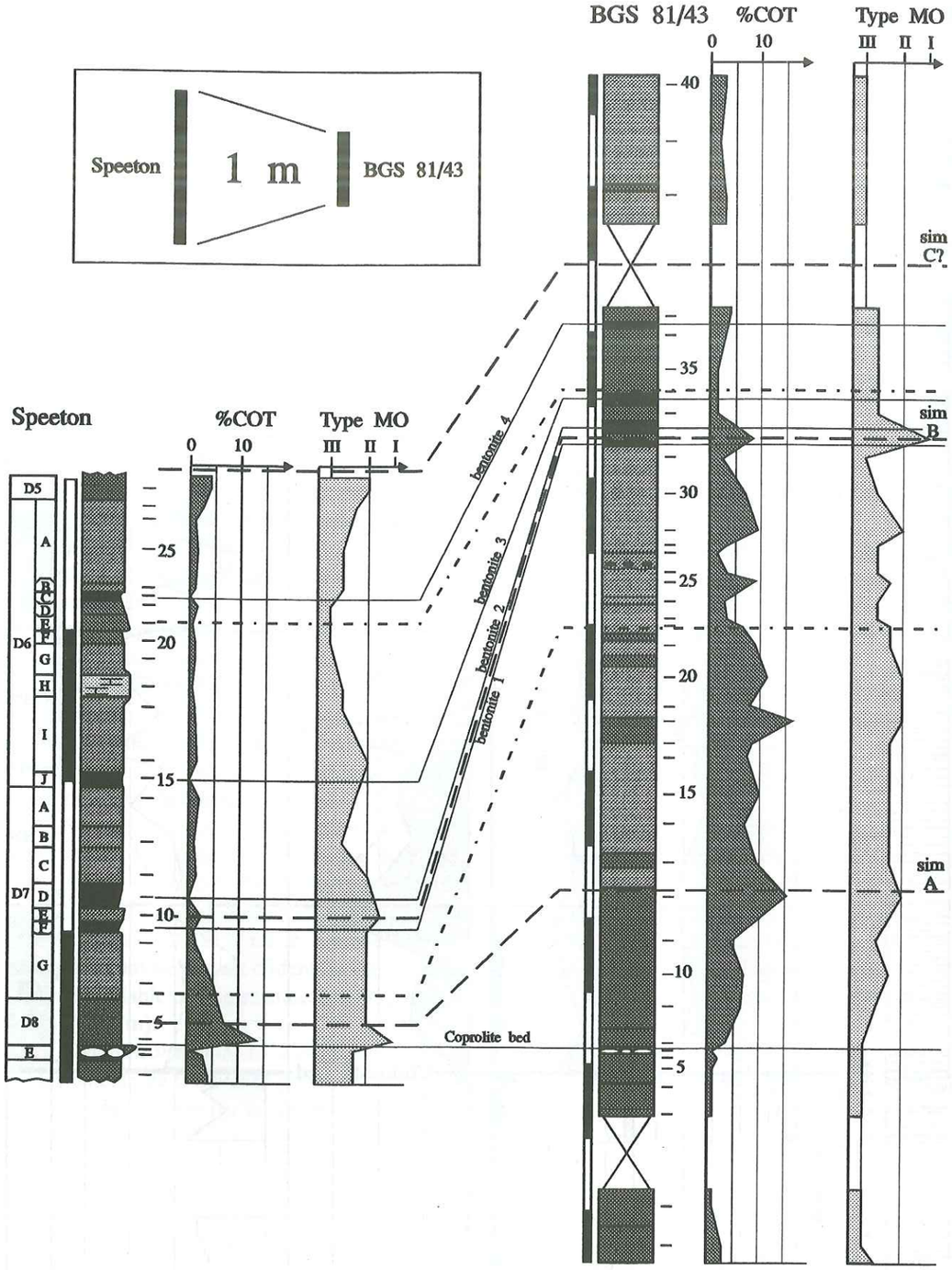


Figure 5.7: Corrélation séquentielle de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43, teneurs en carbone organique total (COT, exprimé en %) et types de kérogène.

plus pauvre en MOA fluorescente, tandis que la fraction figurée est dominée par les phytoclastes (par exemple: échantillons SC 20 à SC 22; figs 5.5 et 5.7).

Une bonne corrélation est observée entre les valeurs de COT et les types de kérogènes. Les pourcentages les plus élevés de COT sont associées à des kérogènes de type I ou II, tandis que les pourcentages les plus faibles correspondent aux types II/III ou III (fig. 5.7).

La proportion globalement élevée de MOA dans la coupe et le forage étudiés rend délicate l'observation de l'évolution du palynofaciès, aussi l'interprétation proposée ci-dessus s'appuie largement sur les résultats de la pyrolyse (*cf.* Creaney & Passey, 1993 sur l'application de la pyrolyse à la stratigraphie séquentielle); en particulier, la définition du type de kérogène et les paramètres combinant la pyrolyse et le palynofaciès (indices Amex-OC et Phyt-OC; Tyson, 1989; Dybkjaer, 1991). Il est cependant possible de constater les relations suivantes entre le palynofaciès et le découpage séquentiel proposé:

- les maxima régressifs (surface supérieure de bas niveau) coïncident avec des creux dans la distribution de MOA fluorescente et des proportions relativement plus élevées de phytoclastes (Amex-OC bas et Phyt-OC élevé);
- les surfaces d'inondation maximale montrent le contraire, des pics de MOA fluorescente (cf. Arthur *et al.*, 1984) et des proportion relativement plus faible de phytoclastes (Amex-OC élevé et Phyt-OC bas).

Sur le plan de la stratigraphie séquentielle, trois séquences de troisième ordre (sensu Vail *et al.*, 1991) ont été mises en évidence dans les dépôts du Ryazanien supérieur de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43. Les limites de séquence n'ont pas été définies précisément, contrairement aux surfaces d'inondation maximale clairement caractérisée par leur faciès organique*. L'intervalle étudié dans le bassin du Yorkshire couvre les zones à *Stenomphalus* à *Albidum*, ce qui représente approximativement la zone à *Boissieri* du domaine téthysien (Haq et al., 1987). La base du Valanginien n'a cependant pas été atteinte (fig. 5.3). Il serait dès lors tentant de corréler les trois surfaces d'inondation maximale (sim A, sim B et sim C; figs 5.5, 5.6 et 5.7) identifiées dans la Formation de la "Speeton Clay" avec les surfaces d'inondation maximale associées respectivement aux séquences Be4, Be5 et Be6 (figs 3.8, 3.9 et 5.8). Des arguments biostratigraphiques seraient bien entendu nécessaires pour confirmer ces corrélations. Néanmoins, cette hypothèse s'accorde avec la proposition de Jan du Chêne *et al.*(1993) qui consiste à corréler la surface d'inondation maximale de la séquence Be3 au "Cinder Bed" du Dorset, la reprise de la sédimentation dans le Bassin du Yorkshire étant postérieure au dépôt du "Cinder Bed" (Rawson & Riley, 1982).

* Formellement, il serait plus approprié de parler ici de séquences génétiques *sensu* Galloway (1989), ces dernières représentant l'intervalle compris entre deux surfaces d'inondation maximale (*cf.* chapitre 2.1). Nous répétons cependant qu'il ne s'agit là que d'une question de définition, les modèles de Vail *et al.* (1977) et de Galloway (1989) ne comportant pas de différences essentielles sur le plan de la dynamique sédimentaire.

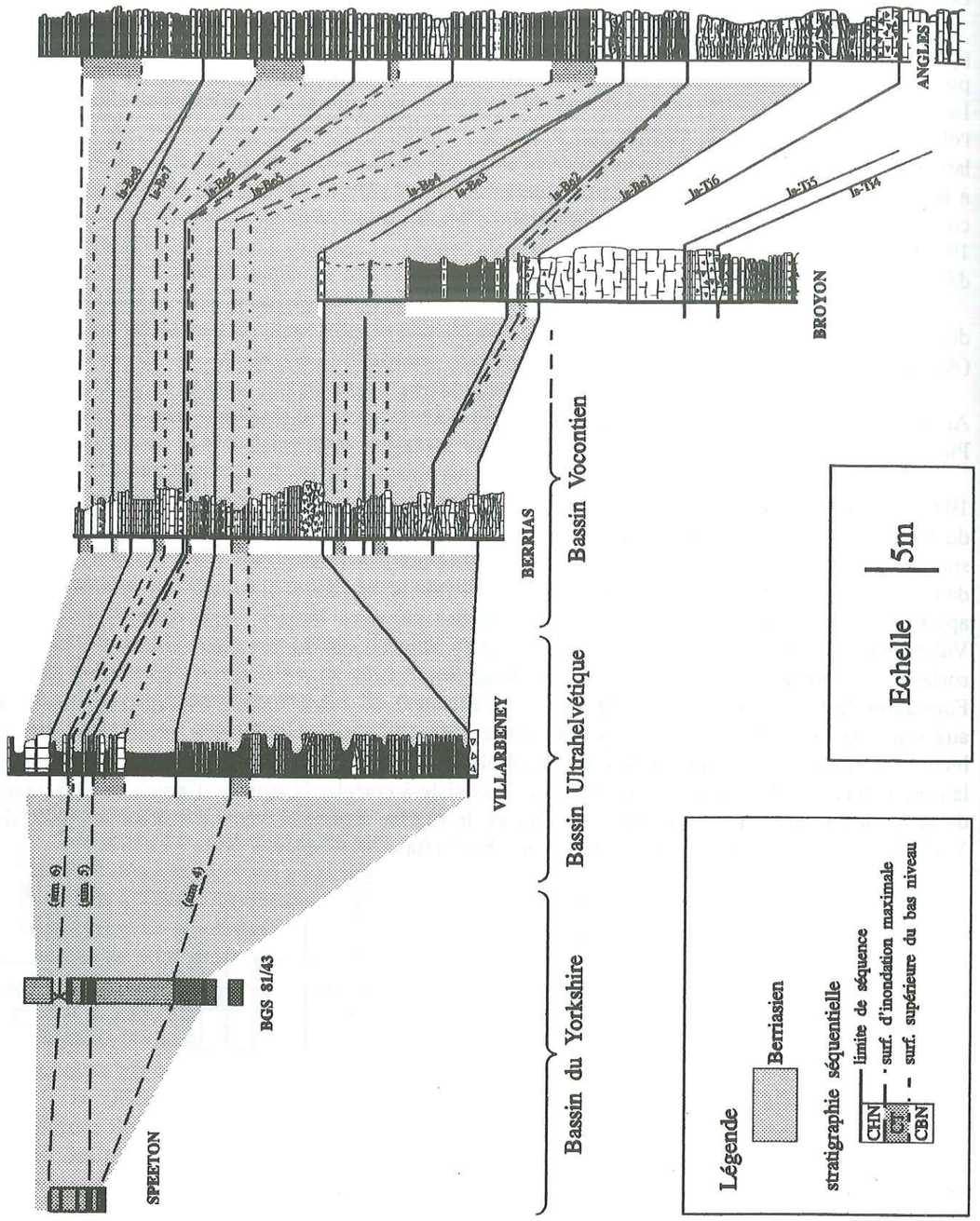


Figure 5.8: Proposition de corrélation des dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire.

6. Synthèse

6.1. Apport de l'étude de la matière organique à la stratigraphie séquentielle

L'étude détaillée du contenu organique de trois coupes dans l'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien du Bassin Vocontien a permis de proposer un modèle de distribution de la MO particulaire dans les carbonates profonds en fonction des variations eustatiques (fig. 3.12, *cf.* chapitre 3.4.3). Ce modèle intègre des principes de sédimentologie organique (processus physiques et biologiques conditionnant la distribution de MO; *cf.* chapitre 1.3) aux concepts de stratigraphie séquentielle.

Dans un deuxième temps, ce modèle a été appliqué à des dépôts de même âge dans le Bassin Ultrahelvétique et dans le Bassin du Yorkshire:

Le Bassin Ultrahelvétique - Sur le plan du contenu organique, les alternances marno-calcaires berriasiennes de la coupe de Villarbeney montrent une grande similitude avec les dépôts contemporains du Bassin Vocontien, à savoir: des faibles teneurs en MO et l'absence de MOA fluorescente. La concordance de l'interprétation des données de terrain et de l'application du modèle de distribution de la MO défini dans le Bassin Vocontien permet de valider ce modèle au-delà d'un cadre strictement régional. Il est raisonnable de penser que ce modèle s'applique dans ses grandes lignes à d'autre dépôts carbonatés de milieu marin ouvert.

Le Bassin du Yorkshire - Les dépôts argileux ryazaniens du Bassin du Yorkshire (Domaine boréal) montrent eux des différences majeures dans leur contenu organique avec les dépôts contemporains du Bassin Vocontien. Ils se caractérisent en particulier par la présence continue d'une proportion importante de MOA et des valeurs de COT élevées (jusqu'à 15%). Lors de l'observation, l'abondance de MOA n'a pas permis d'établir les proportions relatives des constituants organiques figurés avec une grande fiabilité, ce qui a passablement limité la contribution de l'analyse optique de la MO à l'interprétation séquentielle. En revanche, la richesse en MO de la coupe de Speeton et du forage BGS 81/43 a permis l'exploitation des résultats de l'analyse physico-chimique du contenu organique (pyrolyse "Rock-Eval"). L'évolution du type de kérogène (I, II, II/III et III; *cf.* figs 5.4 et 5.7) en particulier a fourni un paramètre important dans l'identification des épisodes régressifs et des épisodes transgressifs, ce qui représente une étape essentielle de l'analyse séquentielle.

Si le modèle de distribution de MO du Bassin Vocontien ne s'est pas avéré opérationnel dans le Bassin du Yorkshire, certains parallèles peuvent néanmoins être établis:

- dans le Bassin Vocontien, la fraction relativement autochtone est principalement représentée par les kystes de dinoflagellés; les autres constituants tels que les basales de foraminifères ou les acritarches ne sont présents qu'en faible proportion. Dans le Bassin du Yorkshire, l'essentiel de la fraction relativement autochtone est constitué par la MOA fluorescente et les kystes de dinoflagellés. Même si sa nature est différente, la fraction relativement autochtone montre dans les deux cas une distribution similaire: elle augmente dans le cortège transgressif et diminue dans les cortèges de haut niveau et de bas niveau;

- la différence dans les conditions de préservation de la MO entre le Bassin Vocontien (conditions défavorables) et le Bassin du Yorkshire (conditions favorables) affecte, entre autres, la nature des phytoclastes. En particulier, les fragments de PM1/2-B, présents en proportion parfois importante dans le Bassin Vocontien ne représentent plus qu'un constituant mineur dans le Bassin du Yorkshire. A nouveau, même si la nature ou l'état de préservation des phytoclastes varie, ces derniers sont dans les deux cas présents en proportion plus importante dans les cortèges de bas niveau et de haut niveau.

Ces résultats mettent en évidence la nécessité d'adapter les méthodes d'analyse aux différents types de dépôts. Dans le cas des dépôts carbonatés de mer ouverte pauvres en MO des Bassins Vocontien et Ultrahelvétique, l'analyse optique (palynofaciès) représente le seul moyen de caractériser la distribution de MO, tandis que dans les argilites riches en MO du Bassin du Yorkshire,

l'étude du palynofaciès s'avère délicate et mérite d'être complétée par l'analyse physico-chimique (pyrolyse "Rock-Eval").

6.2. Modulations dans l'enregistrement des séquences de 3ème ordre

L'interprétation des résultats de cette étude vise essentiellement à mettre en évidence le découpage séquentiel de 3ème ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1991) dans l'enregistrement sédimentaire. Il a cependant été démontré que des variations eustatiques d'ordres inférieurs (1er et 2ème ordre; *cf.* Summerhayes, 1987; Gorin & Feist-Burkhardt, 1990; Gorin & Raynaud, 1992) ou supérieurs (4ème à 6ème ordre; *cf.* Oschmann, 1988; De Visser *et al.*, 1989; Tribovillard, 1989) exercent aussi une influence sur la nature et le type de MO contenu dans les sédiments.

Effets des variations eustatiques d'ordre supérieur (4ème à 6ème, sensu Vail et al., 1991)

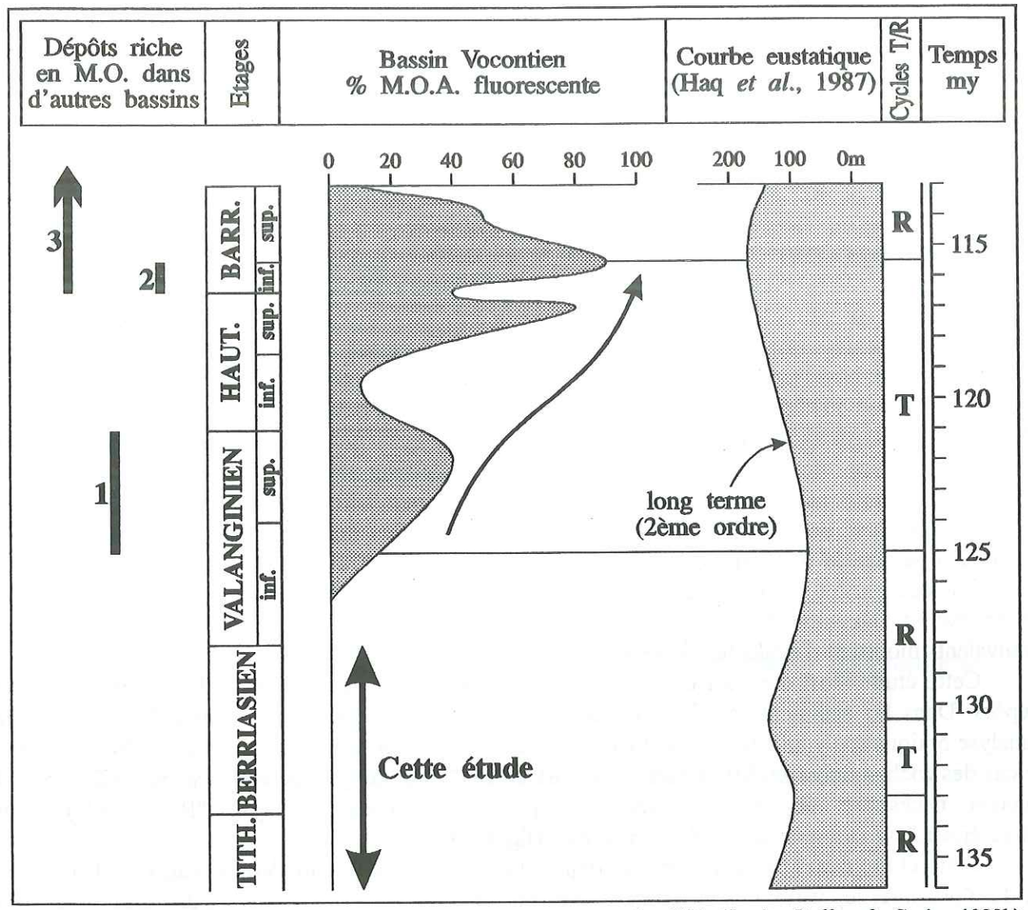
Les effets des oscillations eustatiques de haute fréquence sont observables à l'échelle du banc ou d'un ensemble de quelques bancs (Vail *et al.*, 1991). Dans les coupes étudiées, les paramètres du palynofaciès issus d'échantillons rapprochés, récoltés au sein d'un même cortège de dépôts, montrent en général des variations relatives inférieures à la tendance générale observée dans le cortège de dépôts. Cela signifie probablement que les effets des variations eustatiques d'ordre élevé sont atténués dans les environnements relativement profonds, étudiés dans ce travail. Ce serait certainement différent dans des sédiments peu profonds, où des oscillations eustatiques de faible amplitude peuvent modifier considérablement l'environnement de dépôt.

Localement, l'étude du palynofaciès a cependant permis de mettre en évidence des paraséquences, vraisemblablement générées par des oscillations eustatiques d'ordre supérieur. A titre d'exemple, nous pouvons mentionner les dépôts de bas niveau de la séquence Be4 à Berrias (fig. 3.3) et à Villarbeney (fig. 4.2 a). Dans les deux cas, l'arrangement des bancs observé à l'affleurement indique la présence de paraséquences. A Berrias, une succession de bancs carbonatés massifs organisés en quatre intervalles strato-croissants (cycles de Milankovitch, *cf.* Strohmenger & Strasser, 1993) correspond à d'importantes variations dans la proportion de kystes de dinoflagellés, de PM4-T et de PM1/2-B (*cf.* chapitre 3.4.1). A Villarbeney, des alternances marno-calcaires, arrangées en six successions strato-croissantes, sont associées à des variations subtiles dans la distribution de PM4-T et de PM1/2-B (*cf.* chapitre 4.4.1).

Effets des variations eustatiques d'ordre inférieur (1er et 2ème, sensu Vail et al., 1991)

Les oscillations eustatiques de basse fréquence sont caractérisées par des durées supérieures à 3 Ma (Vail *et al.*, 1991). Leurs effets pourraient dès lors être observés à l'échelle de toute une coupe étudiée dans ce travail (durée du Berriasien = 5 à 5.5 Ma; Haq *et al.*, 1987; Harland *et al.*, 1989). La courbe des variations eustatiques de 2ème ordre ("long term", Haq *et al.*, 1987) indique une importante régression dans le Tithonique, suivie par une transgression dans la première moitié du Berriasien (fig. 6.1). Dans les trois coupes étudiées dans le Bassin Vocontien, ce passage correspond à une forte diminution de la proportion de PM1/2-B et à l'apparition de kystes de dinoflagellés en proportion significative (figs 3.3, 3.4 et 3.5a). Bien que cette tendance générale puisse exercer une influence sur la distribution de MO, elle se produit à une échelle tellement différente, qu'elle ne peut pas être confondue avec les signaux des séquences de 3ème ordre.

Les tendances dans l'évolution du palynofaciès peuvent être accentuées lorsque les variations eustatiques de 2ème et 3ème ordre sont en phase. Cela se voit dans la séquence Be3 à Berrias où le cortège transgressif (3ème ordre) est superposé à la transgression de 2ème ordre (Haq *et al.*, 1987), la surface d'inondation maximale est clairement exprimée dans le palynofaciès (brusque augmentation de la proportion de kystes de dinoflagellés, de 5 à 60%; fig. 3.3). Par opposition, lorsque le 2ème et le 3ème ordre ne sont pas en phase, les paramètres issus de l'étude du palynofaciès peuvent être



(modifié d'après Steffen & Gorin, 1993b)

Figure 6.1: Distribution de MOA fluorescente dans les dépôts du Tithonique supérieur-Barrémien de la coupe d'Angles. La MOA apparaît dans le Valanginien inférieur et atteint un maximum dans le Barrémien inférieur. Cette augmentation coïncide avec une transgression de 2ème ordre. Un enrichissement graduel en MO a aussi été reporté dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Summerhayes & Masran, 1982). Origine des données: Tithonique supérieur - Berriasien (cette étude), Valanginien - Hauterivien (Gorin & Raynaud, 1992), Barrémien (De Renéville & Raynaud, 1981).
T = transgression, R = régression.
1) Yorkshire (niveaux D2, "Speeton Clay") et "Lower Saxony Basin" (Tyson & Funnell, 1987),
2) "Lower Saxony Basin" (Blättertonsteine), Yorkshire ("Speeton Clay", niveaux LB1-LB2), Sud de la Suède ("Black Clay Shales") et Sud de la Mer du Nord ("Dark brown - black Clays") (Tyson & Funnell, 1987),
3) Atlantique Nord ("Hatteras Formation", unité 4d) (Summerhayes & Masran, 1982).

atténués. C'est le cas dans la séquence Be4, où dans une régression de 2ème ordre (Haq *et al.*, 1987), la caractérisation du cortège transgressif (3ème ordre) reste délicate à Angles et à Villarbeney, tandis qu'à Berrias, l'amplitude des variations du palynofaciès est de même importance que pour les oscillations liées au paraséquences.

A une échelle plus grande, les effets des variations eustatiques de 2ème ordre ont été appréhendés sur la coupe d'Angles dans l'intervalle Tithonique supérieur - Barrémien. La distribution de MOA fluorescente entre le Valanginien et le Barrémien, coïncide avec une transgression de 2ème ordre (fig. 6.1; *cf.* De Renéville & Raynaud, 1981; Gorin & Raynaud, 1992; Steffen & Gorin, 1993 b).

6.3. Conclusions générales

Dans les six coupes étudiées, la nature et la proportion relative des différents constituants organiques varient de manière significative dans l'enregistrement sédimentaire. L'interprétation du palynofaciès se base essentiellement sur l'origine (allochtone ou relativement autochtone), les propriétés hydrodynamiques (flottabilité) et l'état de (bio-?) dégradation des constituants organiques (fig. 6.2). L'interprétation de ces paramètres, en termes de sédimentologie organique, permet d'individualiser les intervalles régressifs et les intervalles transgressifs, et de mettre en évidence les principales discordances au sens de la stratigraphie séquentielle (fig. 6.2). La concordance de l'interprétation des données du palynofaciès et des indications de terrain permet de proposer un découpage séquentiel des séries étudiées.

Lorsque plusieurs coupes, distantes de quelques dizaines de kilomètres, sont étudiées dans un même bassin (Bassins Vocontien ou du Yorkshire), des intervalles chronostratigraphiquement équivalents montrent d'évidentes similitudes dans leur contenu organique.

Cette étude illustre en outre le besoin d'adapter les techniques d'étude de la MO aux types de dépôts. Dans les sédiments à faible teneur en MO (Bassins Vocontien et Ultrahelvétique), seule l'analyse optique (palynofaciès) permet d'évaluer la nature de constituants organiques. Alors que dans le cas des roches riches en MO (Bassin du Yorkshire), l'étude du palynofaciès est plus délicate et il devient nécessaire de disposer d'analyses physico-chimiques (pyrolyse "Rock-Eval") pour caractériser l'évolution de la distribution de MO (fig. 6.2).

Cette étude démontre que, dans les dépôts berriasiens des Bassins Vocontien, Ultrahelvétique et du Yorkshire, les variations eustatiques exercent une influence directe sur la distribution de MO (fig. 6.2). En conséquence, l'étude de la MO fournit un outil particulièrement puissant en stratigraphie séquentielle, en particulier dans les roches sédimentaires où des lithologies monotones peuvent limiter la contribution des études sédimentologiques traditionnelles.

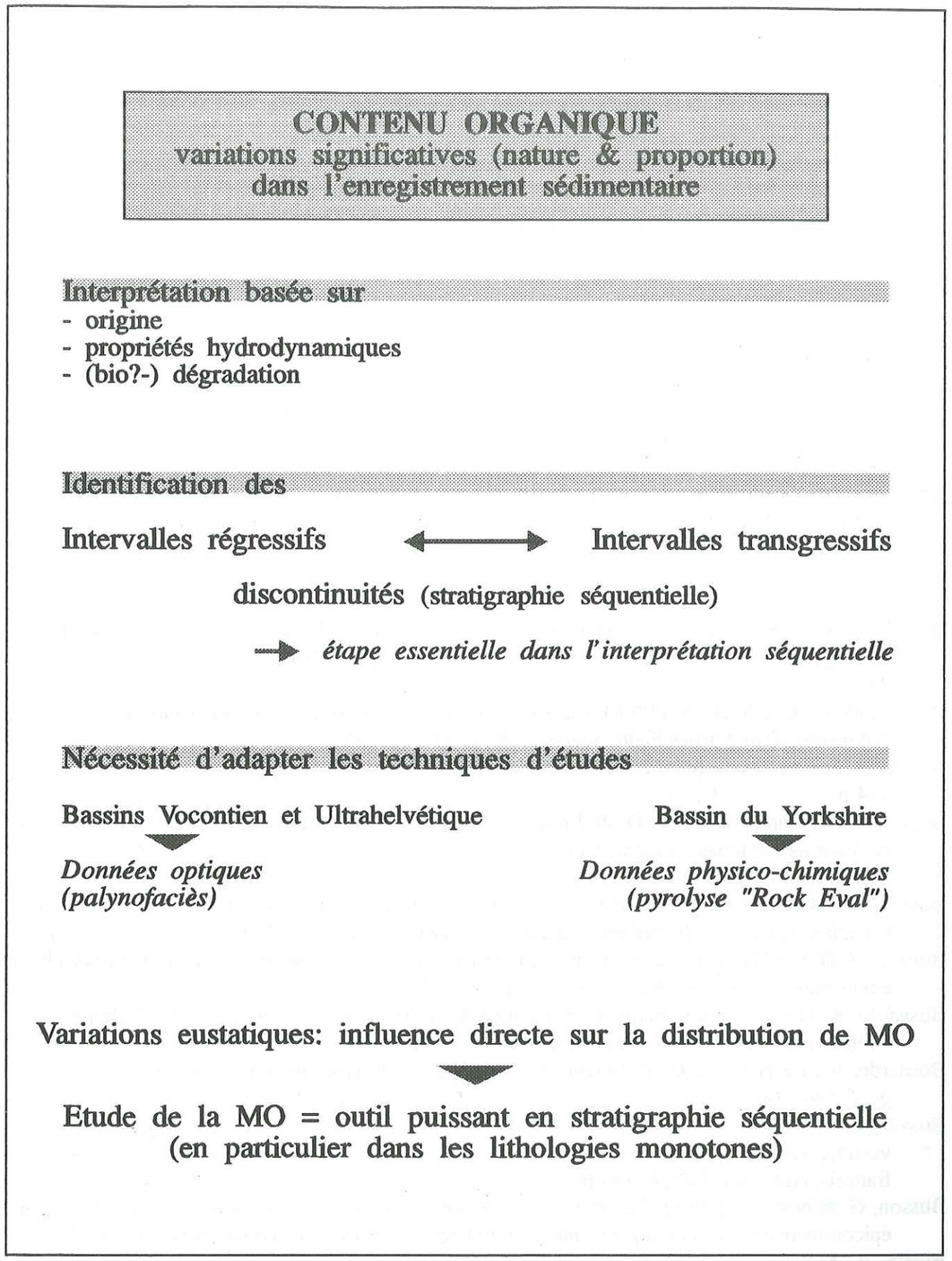


Figure 6.2: Synthèse des principaux éléments mis en évidence dans cette étude.

Références bibliographiques

Ackermann, A. (1986): Le flysch de la Nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 641-683.

Alpern, B. (1980): Pétrographie du kérogène. *In:* B. Durand (ed.), Kerogen: Insoluble Organic Matter in Sedimentary Rocks, *Ed. Technip, Paris*, 339-383.

Anatra, S. (1986): Les faciès pélagiques de l'Ultrahelvétique entre Arve et Simme. *Thèse Univ. Fribourg*, 884, 206 p.

Anatra, S., Ackermann, T. & Homewood, P. (1980): Les faciès de l'Ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes internes). *Eclogae geol. Helv.*, 73, 283-292.

Arthur, M. A., Dean, W. E. & Stow, D. A. V. (1984): Models for the deposition of Mesozoic-Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediment in the deep-sea. *In:* D. A. V. Stow & D. J. W. Piper (eds), Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 15, 527-560.

Arthur, M. A., Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *In:* J. Brooks & A. J. Fleet (eds), Marine Petroleum Source Rocks. *Geol. Soc. spec. publ.*, 26, 401-420.

Batten, D. J. (1979): Miospores and other acid-resistant microfossils from the Aptian/Albian of holes 400A and 402A, DSDP-IDOP Leg 48, Bay of Biscay. In: L. Montadert, D. J. Roberts *et al.* (eds), *Initial Rep. DSDP*, 48, 579-587.

Batten, D. J. (1982): Palynofacies, palaeoenvironments and petroleum. *J. Micropaleontol.*, 1, 107-114.

Beaudoin, B. (1980): Le Bassin subalpin. *In:* A. Autran & J. Dercourt (coord.), Colloque C7, Géologie de la France, *Publ. du 26ème Congr. Géol. Int., Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 107, 284-291.

Boulter, M. C. & Riddick, A. (1986): Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33, 871-886.

Brooks, J. & Fleet, A. J. (eds) (1987): Marine petroleum source rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 26, 444 p.

Bryant, I. D., Kantorowicz, J. D. & Love, C. F. (1988): The origin and recognition of laterally continuous carbonate-cemented horizons in the Upper Lias Sands of southern England. *Mar. Petrol. Geol.*, 5, 108-133.

Bujak, J. P., Barss, M. S. & Williams, G. L. (1977): Offshore eastern Canada - Part I: offshore east Canada's type and hydrocarbon potential. *Oil and Gas Journ.*, 75, 198-201.

Burgess, J. D. (1974): Microscopic examination of kerogen (dispersed organic matter) in petroleum exploration. *Geol. Soc. Amer., Spec. paper*, 153, 19-30.

Busnardo, R. (1965): Le stratotype du Barrémien. I - Lithologie et macrofaune. *In:* Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 34, 101 - 116.

Busnardo, R., Le Hégarat, G. & Magne, J. (1965): Le stratotype du Berriasien. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 34, 5-33.

Busnardo, R., Thieuloy, J.-P. & Moullade, M. *et al.* (1979): Hypostratotype mésogéen de l'Etage valanginien (Sud-Est de la France). *In:* Comité français de stratigraphie, Les stratotypes français, *éditions CNRS*, 6, 143 p.

Busson, G. & Noël, D. (1991): Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. *Oceanol. Acta*, 14, 333-356.

Bustin, R. M. (1988): Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger delta: origin of source rocks in a deltaic environments. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 72, 277-298.

Caratini, C., Bellet, J. & Tissot, C. (1983): Les palynofaciès: représentation graphique, intérêt de leur étude pour les reconstitutions paléogéographiques. *In:* Géochimie organique des sédiments marins: D'Orgon à Misedor, *éditions CNRS, Paris*, 327-352.

Cecca, F., Enay, R. & Le Hégarat, G. (1989): L'Ardescien (Tithonique supérieur) de la région stratotypique: séries de références et faunes (ammonites et calpionelles) de la bordure ardéchoise. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 107, 115 p.

Charollais, J., Clavel, B., Busnardo, R. & Schroeder, R. (1992): Excursion du Groupe Français du Crétacé, Haute-Savoie: 25 - 27 mai 1992. Extraits du livret-guide. *Publ. du Dépt de Géol. & Paléont., Genève, Série Guide Géologique*, 6, 117 p.

Châteauneuf, J.-J. (1983): Dinokystes et milieux confinés du Paléogène du Bassin de Paris. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 36, 223-230.

Clavel, B., Busnardo, R., Charollais, J. & Schroeder, R. (1992): Sequence stratigraphy: a paleontological approach for the Lower Cretaceous. *Abstr. Sequence stratigraphy of European basins, CNRS-IFP, Dijon, France*, 478-479.

Combaz, A. (1964): Les palynofaciès. *Rev. Micropaléont.*, 7, 205-218.

Combaz, A. (1980): Les kérogènes vus au microscope. *In:* B. Durand (ed.), Kerogen: Insoluble Organic Matter in Sedimentary Rocks, *Ed. Technip, Paris*, 55-112.

Cope, J. C. W. (1974): New information on the Kimmeridge Clay of Yorkshire. *Proc. Geol. Assoc.*, 85, 211-221.

Correia, M. (1971): Diagenesis of sporopollenin and other comparable organic substances: application to hydrocarbon research. *In:* J. Brooks, P. Grant, M. D. Muir, G. Shaw & P. Van Gijzel (eds): Sporopollenin, *Academic Press, London,* 569-620.

Cramez, C. (1990): Glossaire de stratigraphie séquentielle, anglais - français. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 45, 435-453.

Creaney, S. & Passey, Q. R. (1993): Recurring patterns of Total Organic Carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 77, 386-401.

Cross, A. T., Thompson, G. G. & Zaitzeff, J. B. (1966): Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments: southern part of the Gulf of California. *Mar. Geol.*, 4, 467-524.

Davies, J. R., McNestry, A. & Waters, R. A. (1991): Palaeoenvironments and palynofacies of a pulsed transgression: the late Daveonian and early Dinantian (Lower Carboniferous) rocks of southeast Wales. *Geol. Mag.*, 128, 355-380.

Davis, H. R., Byers, C. W. & Pratt, L. M. (1989): Depositional mechanisms and organic matter in Mowry Shale (Cretaceous), Wyoming. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 73, 1103-1116.

De Renéville, P. & Raynaud, J.-F. (1981): Palynologie du stratotype du Barrémien. *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 5, 1-29.

De Visser, J. P., Ebbing, J. H. J., Gudjonsson, L., Hilgen, F. J., Jorissen, F. J., Verhallen, P. J. J. M. & Zevenboom, D. (1989): The origin of rhythmic bedding in the Pliocene Trubi Formation of Sicily, Southern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 69, 45-66.

Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.-J. (1984): Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 125-126, 615 p.

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. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 223-234.

Demaison, G. J. & Moore, G. T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 64, 1179-1209.

Denison, C. N. & Fowler, R. M. (1980): Palynological identification of facies in a deltaic environment. *In:* The sedimentation of the North Sea reservoir rocks, *Norw. Petrol. soc.*, 12, 1-22.

Driscoll, N. W., Weissel, J. K., Karner, G. D. & Mountain, G. S. (1991): Stratigraphic response of a carbonate platform to relative sea-level changes: Broken Ridge, southeast Indian Ocean. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 75, 808-831.

Dromart, G., Ferry, S. & Atrops, F. (1993): Removal of deep-water carbonates and relative sea-level changes: the Upper Jurassic - Lowermost Cretaceous of South-East France. *In:* H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq & G. P. Allen (eds), Sequence stratigraphy and facies association, *IAS Spec. Publ.*, 18, in press.

Droxler, A. W. & Schlager, W. (1985): Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, 13, 799-802.

Dybkjaer, K. (1991): Palynological zonation and palynofacies investigation of the Fjerritslev Formation (Lower Jurassic - basal Middle Jurassic) in the Danish Subbasin. *Geol. Surv. Denmark, DGU Series A*, 30, 150 p.

Eberli, G. P. & Ginsburg, R. N. (1989): Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. *In:* P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read (eds), Controls on carbonate platform and basin development, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 44, 339-351.

Emmanuel, L. (1993): Apport de la géochimie des carbonates à la stratigraphie séquentielle, application au Crétacé inférieur du Domaine vocontien. *Thèse, Univ. Paris 6*, 93-5, 205 p.

Emmanuel, L. & Renard, M. (1993): Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of the late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 205-221.

Eshet, Y. (1990): Paleozoic-Mesozoic palynology of Israel - I. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the subsurface of Israel. *Geol. Surv. of Israel, Bull.* 81, 57 p.

Eshet, Y., Moshkovitz, S., Habib, D., Benjamini, C. & Magaritz, M. (1992): Calcareous nannofossils and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel. *Marine Micropal.*, 18, 199-228.

Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1985 a): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, première partie. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 40, 563-579.

Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1985 b): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, deuxième partie. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 40, 755-784.

Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1986): La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, troisième partie. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 41, 73-89.

Feist-Burkhardt, S. (1992): Palynological investigations in the Lower and Middle Jurassic of Switzerland, France and Germany - palynofacies and type of organic matter dinoflagellate cyst morphology and stratigraphy. *Thèse Univ. Genève*, 2577, 330 p.

Fisher, M. J. (1980): Kerogen distribution and depositional environments in Middle Jurassic of Yorkshire, UK. *Proc. 4th Int. Palynol. Conf., Lucknow, 1976-1977*, 2, 574-580.

Galbrun, B., Rasplus, L. & Le Hégarat, G. (1986): Données nouvelles sur le stratotype du Berriasien: corrélations entre magnétostratigraphie et biostratigraphie. *Bull. Soc. géol. France*, 8 (2), 575-584.

Galloway, W. E. (1989): Genetic sequence stratigraphy in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 73, 125-142.

Gardin, S. & Manivit, H. (1993): Upper Tithonian and Berriasian calcareous nannofossils from the Vocontian Trough (SE France): biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 277-289.

Gastaldo, R. A. & Huc, A. Y. (1992): Sediment facies, depositional environments, and distribution of phytoclasts in the recent Mahakam River delta, Kalimantan, Indonesia. *Palaios*, 7, 574-590.

Gorin, G. E. & Feist-Burkhardt, S. (1990): Organic facies of Lower to Middle Jurassic sediments in the Jura Mountains, Switzerland. *Rev. Paleobotany and Palynology*, 65, 349-355.

Gorin, G. E. & Raynaud, J.-F. (1992): Palynofacies and eustacy in Lower Cretaceous deep-sea sediments of SE France. *Abstr. 8th Int. Palynol. Congr., Aix-en-Pce*, 55.

Gorin, G. E. & 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, France). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 85, 303-320.

Gregory, W. A. & Hart, G. F. (1992): Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes. *Palaios*, 7, 3-33.

Guillaume, H. (1957): Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). *Matér. Carte géol. Suisse, livr. 104*.

Haak, A. B. & Schlager, W. (1989): Compositional variations in calciturbidites due to sea-level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. *Geol. Rdsch.*, 78, 477-486.

Habib, D. & Miller, J. A. (1989): Dinoflagellate cysts species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal Plain. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 74, 23-47.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G. (1989): A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press, Cambridge*, 263 p.

Hart, G. F. (1986): Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology*, 10, 1-23.

Herbin, J.-P., Muller, C., Geyssant, J. R., Mélières, F. & Penn, I. E. (1991): Hétérogénéité quantitative et qualitative de la matière organique dans les argiles du Kimméridgien du Val de Pickering (Yorkshire, UK), cadre sédimentologique et stratigraphique. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 46, 675-712.

Hine, A. C., Wilber, R. J., Bane, J. M., Neumann, A. C. & Lorenson, K. R. (1981): Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Mar. Geol.*, 42, 327-328.

Honigstein, A., Lipson-Benitah, S., Conway, B., Flexer, A. & Rosenfeld, A. (1989): Mid-Turonian anoxic event in Israel - a multidisciplinary approach. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 69, 103-112.

Honjo, S. & Roman, M. R. (1978): Marine copepod fecal pellets: production, sedimentation and preservation. *J. Mar. Res.*, 36, 45-57.

Huc, A. Y. (1988): Sedimentology of organic matter. *In:* F. H. Frimmel & R. F. Christman (eds), Humic substances and their role in the environment, *Wiley, New York*, 215-243.

Huc, A. Y. (1990): Understanding organic facies: a key to improved quantitative petroleum evaluation of sedimentary basins. *In:* A. Y. Huc (ed.), Deposition of organic facies, *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Stud. in Geol.*, 30, 1-11.

Hunt, J. M. (1979): Petroleum geochemistry and geology. *W. H. Freeman & Co., San Francisco*, 617 p.

Jan du Chêne, R., Busnardo, R., Charollais, J., Clavel, B., Deconinck, J.-F., Emmanuel, L., Gardin, S., Gorin, G., Manivit, H., Monteil, E., Raynaud, J.-F., Renard, M., Steffen, D., Steinhauser, N., Strasser, A., Strohmenger, C. & Vail, P. (1993): Sequence stratigraphic interpretation of Upper Tithonian - Berriasian reference sections in south east France: a multidisciplinary approach. *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 151-181.

Jenkyns, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, 137, 171-188.

Kindler, P. (1993): Sea-level control of limestone composition: new data from Quaternary carbonates in the Bahamas. *Abstr., Southeast. Section Geol. Soc. Amer.Meeting, Tallahassee, Florida*, 27.

Knox, R. W. O'B. (1991): Ryazanian to Barremian mineral stratigraphy of the Speeton Clay in the UK southern North Sea Basin. *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, 48, 255-264.

Lamplugh, G. W. (1889): On the subdivisions of the Speeton Clay. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLV, 575-617.

Le Hégarat, G. (1973): Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, 43, 576 p.

Le Hégarat, G. (1980): Le Berriasien. *In:* C. Cavelier & J. Roger (coord.), Les étages français et leurs stratotypes, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 109, 96-105.

Le Hégarat, G. & Ferry, S. (1990): Le Berriasien d'Angles (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Géobios*, 23, 369-373.

Le Hégarat, G. & Remane, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des ammonites et des calpionelles. *Géobios*, 1, 7-70.

Lister, J. K. & Batten, D. J. (1988): Stratigraphic and palaeoenvironmental distribution of Early Cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurland Farm borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica B*, 210, 9-89.

Lott, G. K., Fletcher, B. N. & Wilkinson, I. P. (1986): The stratigraphy of the Lower Cretaceous Speeton Clay Formation in a cored borehole off the coast of north-east England. *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, 46, 39-56.

Lott, G. K., Thomas, J. E., Riding, J. B., Davey, R. J. & Butler, N. (1989): Late Ryazanian black shales in the Southern North Sea Basin and their lithostratigraphical significance. *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, 47, 321-324.

Masran, T. C. & Pocock, S. A. J. (1981): The classification of plant-derived particulate organic matter in sedimentary rocks. *In:* J. Brooks (ed.), Organic maturation studies and fossil fuel exploration, *Academic Press, London*, 145-176.

McLachlan, I. R. & Pieterse, E. (1978): Preliminary palynological results: Site 361, Leg 40, Deep Sea Drilling Project. *In:* H. M. Bolli, W. B. F. Ryan *et al.*, *Initial Rep. DSDP*, 40, 857-881.

McPhilemy, B., (1988): The value of fluorescence microscopy in routine palynofacies analysis: Lower Carboniferous successions from counties Armagh and Roscommon, Ireland. *Rev. Paleobotany and Palynology*, 56, 345-359.

Milliman, J. D. (1974): Marine carbonates. Part 1. *Springer, Berlin, Heidelberg, New York*, 375 p.

Monteil, E. (1993): Some important Upper Tithonian and Berriasian dinoflagellate cysts of SE France: integrated biostratigraphy and sequence stratigraphy. *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 249-273.

Müller, P. J. & Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans - 1. Organic carbon preservation. *Deep Sea Res.*, 26, 1347-1362.

Mullins, H. T., Gardulski, A. F., Hine, A. C., Melillo, A. J., Wise Jr, S. W. & Applegate, J. (1988): Three-dimensional sedimentary framework of the carbonate ramp slope of central west Florida: a sequential seismic stratigraphic perspective. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 100, 514-533.

Neale, J. W. (1960): The subdivision of the upper D beds of the Speeton Clay of Speeton, East Yorkshire. *Geol. Mag.*, XCVII, 353-362.

Neale, J. W. (1968): Biofacies and lithofacies of the Speeton Clay D beds, E. Yorkshire. *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, 36, 309-355.

Neale, J. W. (1988): The Speeton section. *Yorksh. Geol. Soc., 150th anniversary, Grand reunion field meeting*.

Oboh, F. E. (1992): Multivariate statistical analyses of palynodebris from the Middle Miocene of the Niger delta and their environmental significance. *Palaios*, 7, 559-573.

Oschmann, W. (1988): Kimmeridge Clay sedimentation - A new cyclic model. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 65, 217-251.

Parry, C. C., Whitley, P. J. K. & Simpson, R. D. H. (1981): Integration of palynological and sedimentological methods in facies analysis of the Brent Formation. *In:* L. V. Illing & G. B. Hobson (eds), Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe, *Heyden, London.*, 205-215.

Pasley, M. A., Gregory, W. A. & Hart, G. F. (1991): Organic matter variations in transgressive and regressive shales. *Org. Geochem.*, 17, 483-509.

Pelet, R. (1987): A model of organic sedimentation on present-day continental margins. *In:* J. Brooks & A. J. Fleet (eds), Marine Petroleum Source Rocks, *Geol. Soc. spec. publ.*, 26, 167-180.

Porter, K. G. & Robbins, E. I. (1981): Zooplankton fecal pellets link fossil fuel and phosphate deposits. *Science*, 212, 931-933.

Posamentier, H. W., Jervey, M. T. & Vail, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (eds), Sea-level changes - an integrated approach, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42, 109-124.

Posamentier, H. W. & Vail, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (eds), Sea-level changes - an integrated approach, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42, 125-154.

Powell, A. J., Dodge, J. D. & Lewis, J. (1990): Late Neogene to Pleistocene palynological facies of the Peruvian continental margin upwelling, Leg 112. *In:* E. Suess, R. Von Huene *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.*, 112, 297-321.

Pratt, L. M. (1984): Influence of paleoenvironment factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 68, 1146-1159.

Prauss, M. (1990): Palynofazielle Untersuchungen in der *hodsoni*-Zone (Ober-Bathonium, Dogger) von Lechstedt bei Hildesheim. *Geol. Jb.*, A 121, 275-295.

Prauss, M. & Riegel, W. (1989): Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, 671-682.

Rawson, P. F., Curry, D., Dilley, F. C., Hancock, J. M., Kennedy, W. J., Neale, J. W., Wood, C. J. & Worssam, B. C. (1978): A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. *Geol. Soc. Lond., Special Report*, 9, 70 p.

Rawson, P. F. & Riley, L. A. (1982): Latest Jurassic - Early Cretaceous events and the "Late Cimmerian unconformity" in the North Sea area. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 12, 2628-2648.

Raynaud, J.-F., Lugardon, B. & Lacrampe-Couloume, G. (1988): Observation de membranes fossiles dans la matière organique "amorphe" de roche mères de pétrole. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 307, Série II, 1703-1709.

Read, J. F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 195-212.

Reijmer, J. J. G. (1991): Sea level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. *Vrije Univ. PhD thesis, Amsterdam*, 162 p.

Sarg, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (eds), Sea-level changes - an integrated approach, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42, 155-181.

Schlager, W. (1989): Drowning unconformities on carbonate platforms. *In:* P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read (eds), Controls on carbonate platform and basin development, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 44, 15-25.

Schlager, W. (1991): Depositional bias and environmental change - important factors in sequence stratigraphy. *Sediment. Geol.*, 70, 109-130.

Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C. & Scholle, P. A. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion. *In:* J. Brooks & A. J. Fleet (eds), Marine Petroleum Source Rocks, *Geol. Soc. (London) spec. publ.*, 26, 371-399.

Smelror, M. & Leereveld, H. (1989): Dinoflagellate end acritarch assemblage from the Late Bathonian to the Early Oxfordian of Montagne de Crussol, Rhône Valley, southern France. *Palynology*, 13, 121-141.

Stancliffe, R. P. W. (1989): Microforaminiferal linings: their classification, biostratigraphy and palaeoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleont.*, 35, 337-352.

Stanley, D. J. (1986): Turbidity current transport of organic-rich sediments: Alpine and Mediterranean examples. *In:* P. A. Meyers & R. M. Mitterer (eds), Deep ocean black shales: organic geochemistry and paleoceanography setting, *Mar. Geol.*, 70, 85-101.

Staplin, F. L. (1969): Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 17, 47-66.

Steffen, D. & Gorin, G. (1993 a): Palynofacies of the Upper Tithonian - Berriasian deep-sea carbonates of the Vocontian Trough (SE France). *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 235-247.

Steffen, D. & Gorin, G. (1993 b): Sedimentology of organic matter in Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of SE France: evidence of eustatic control. *In:* B. J. Katz & L. M. Pratt (eds), Source rocks in a sequence stratigraphic framework, *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Stud. in Geol.*, in press.

Steffen, D., Gorin, G. & Monteil, E. (1993): Sequence stratigraphy in Upper Tithonian - Berriasian carbonates from SE France: palynological evidence. *Abstr. British Micropal. Soc. spring meeting, Aberdeen, 22nd-24th March, 1993.*

Strasser, A. (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. *In:* G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds), Cycles and Events in Stratigraphy, *Springer-Verlag, Berlin*, 709-721.

Strohmenger, C. & Strasser, A. (1993): Eustatic controls on the depositional evolution of Upper Tithtonian and Berriasian deep-water carbonates (Vocontian trough, SE France). *Bull. Centres Rech.-Expl. Elf-Aquitaine*, 17, 183-203.

Summerhayes, C. P. (1987): Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic. *In:* J. Brooks & A. J. Fleet (eds), Marine Petroleum Source Rocks, *Geol. Soc. spec. publ.*, 26, 301-316.

Summerhayes, C. P. & Masran, T. C. (1982): Organic facies of Cretaceous and Jurassic sediments from Deep Sea Drilling Project Site 534 in the Blake-Bahama basin, western North Atlantic. *In:* R. E. Sheridan, F. M. Gradstein, *et al.*, *Init. Rep. DSDP*, 76, 469-480.

Tissot, B. (1979): Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, 277, 463-465.

Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1984): Petroleum formation and occurrence, 2nd edition. *Springer-Verlag, Berlin*, 669 p.

Traverse, A. (1988): Paleopalynology. *Unwin Hyman*, 600 p.

Tribovillard, N.-P. (1989): Contrôle de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique - Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 109, 119 p.

Tribovillard, N.-P. & Gorin, G. E. (1991): Organic facies of the Early Albian Niveau Paquier, a key black shales horizon of the Marnes Bleues Formation in the Vocontian trough (subalpine range, SE France). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 85, 227-237.

Turner, J. T. & Ferrante, J. G. (1979): Zooplankton fecal pellets in aquatic ecosystems. *Bioscience*, 29, 670-676.

Tyson, R. V. (1987): The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. *In:* J. Brooks & A. J. Fleet (eds), Marine Petroleum Source Rocks, *Geol. Soc. spec. publ.*, 26, 47-67.

Tyson, R. V. (1989): Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. *In:* D. J. Batten & M. C. Keen (eds), Northwest European Micropalaeontology and Palynology. *The British Micropal. Soc. Series*, 135-172.

Tyson, R. V. & Funnell B. M. (1987): European Cretaceous shorelines, stage by stage. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 59, 69-91.

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:* G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds), Cycles and Events in Stratigraphy, *Springer-Verlag, Berlin*, 617-659.

Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., 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. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 26, 49-212.

Vail, P. R. & Todd, R. G. (1981): Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. *In:* L. V. Illings and G. D. Hobson (eds), Petroleum geology of the continental shelf of north-west Europe, *London, Inst. of Petrol.*, 216-235.

Van der Zwan, C. J. (1990): Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Rev. Paleobotany and Palynology*, 62, 157-186.

Van Krevelen, D. W. (1961): Coal. *Elsevier, Amsterdam*, 514 p.

Van Pelt, R. S. & Habib, D. (1988): Dinoflagellate species abundance and organic facies in Jurassic Twin Creek Limestone signal episodes of transgression and regression. *Abstr. 7th Int. Palynol. Congr., Brisbane*, 168.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Methods. in Explor.*, 7, 55 p..

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Loutit, T. S. & Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In:* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (eds), Sea-level changes - an integrated approach, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42, 39-46.

Wall, D. (1965): Microplankton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain. *Micropaleont.*, 11, 151-190.

Whitaker, M. F. (1984): The usage of palynostratigraphy and palynofacies in definition of Troll Field geology. *In:* Offshore Northern Seas - reduction of uncertainities by innovative reservoir geomodelling. *Norskpetrol. forening, article G6.*

Whittaker, A., Cope, J. C. W., Cowie, J. C., Gibbons, W., Hailwood, E. A., House, M. R., Jenkins, D. G., Rawson, P. F., Rushton, A. W. A., Smith, D. G., Thomas, A. T. & Wimbledon, W. A. (1991): A guide to stratigraphical procedure. *J. geol. Soc. London*, 148, 813-824.

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.

Williams, D. B. & Sarjeant, A. S. (1967): Organic-walled microfossils as depth and shoreline indicators. *Mar. Geol.*, 5, 389-412.

Ziegler, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 43, 198 p..

Planche 1

(Photomicrographies)

Palynofaciès caractéristiques de la coupe de Berrias

A - Echantillon BER 141
fragments de PM1/2-B dominants et filaments de champignons
(cortège de bas niveau, séquence Be1)

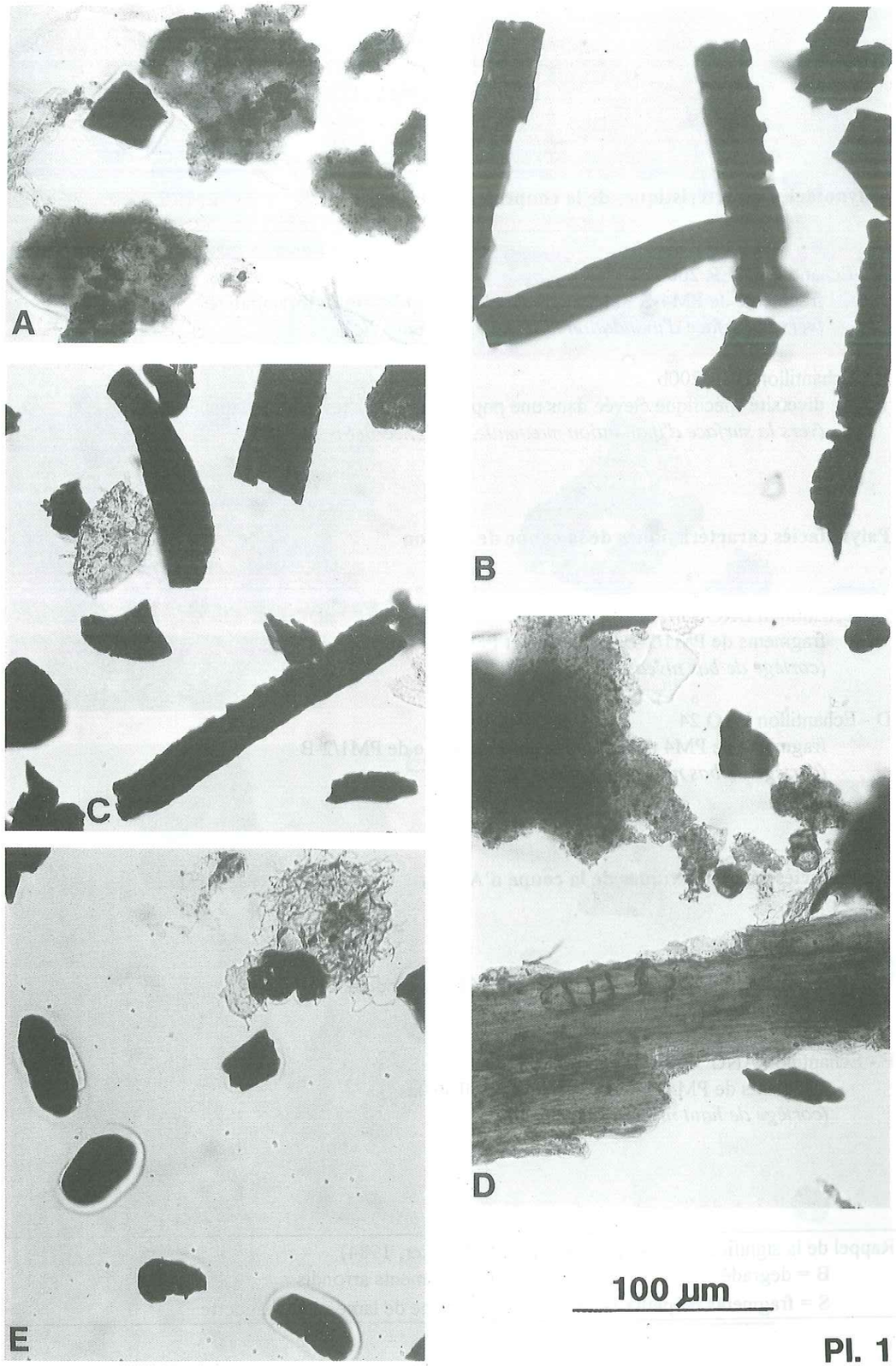
B - Echantillon BER 146/7
fragments de PM4-T dominants
(vers la surface supérieure de bas niveau, séquence Be2)

C - Echantillon BER 146/12
fragments de PM4-T et de PM4-S/R, et kyste de dinoflagellé
(vers la surface d'inondation maximale, séquence Be2)

D - Echantillon BER 154
fragments de PM1/2-B (en haut) et de PM2 (en bas)
(cortège de bas niveau, séquence Be4)

E - Echantillon BER 166/38
fragments de PM4-S/R et kystes de dinoflagellés
(vers la surface d'inondation maximale, séquence Be4)

Rappel de la signification des suffixes (d'après Whitaker, 1984):	
B = dégradé	R = fragments arrondis
S = fragments de petite taille	T = forme de lame ou de baguette



Pl. 1

Planche 2

(Photomicrographies)

Palynofaciès caractéristiques de la coupe de Berrias

A - Echantillon BER 200b
fragments de PM4-S/R, kyste de dinoflagellé et basale de foraminifère
(vers la surface d'inondation maximale, séquence Be8)

B - Echantillon BER 200b
diversité spécifique élevée dans une population de kystes de dinoflagellés
(vers la surface d'inondation maximale, séquence Be8)

Palynofaciès caractéristiques de la coupe de Broyon

C - Echantillon BRO 15s
fragments de PM1/2-B dominants et PM4
(cortège de bas niveau, séquence Ti5 ou Ti6)

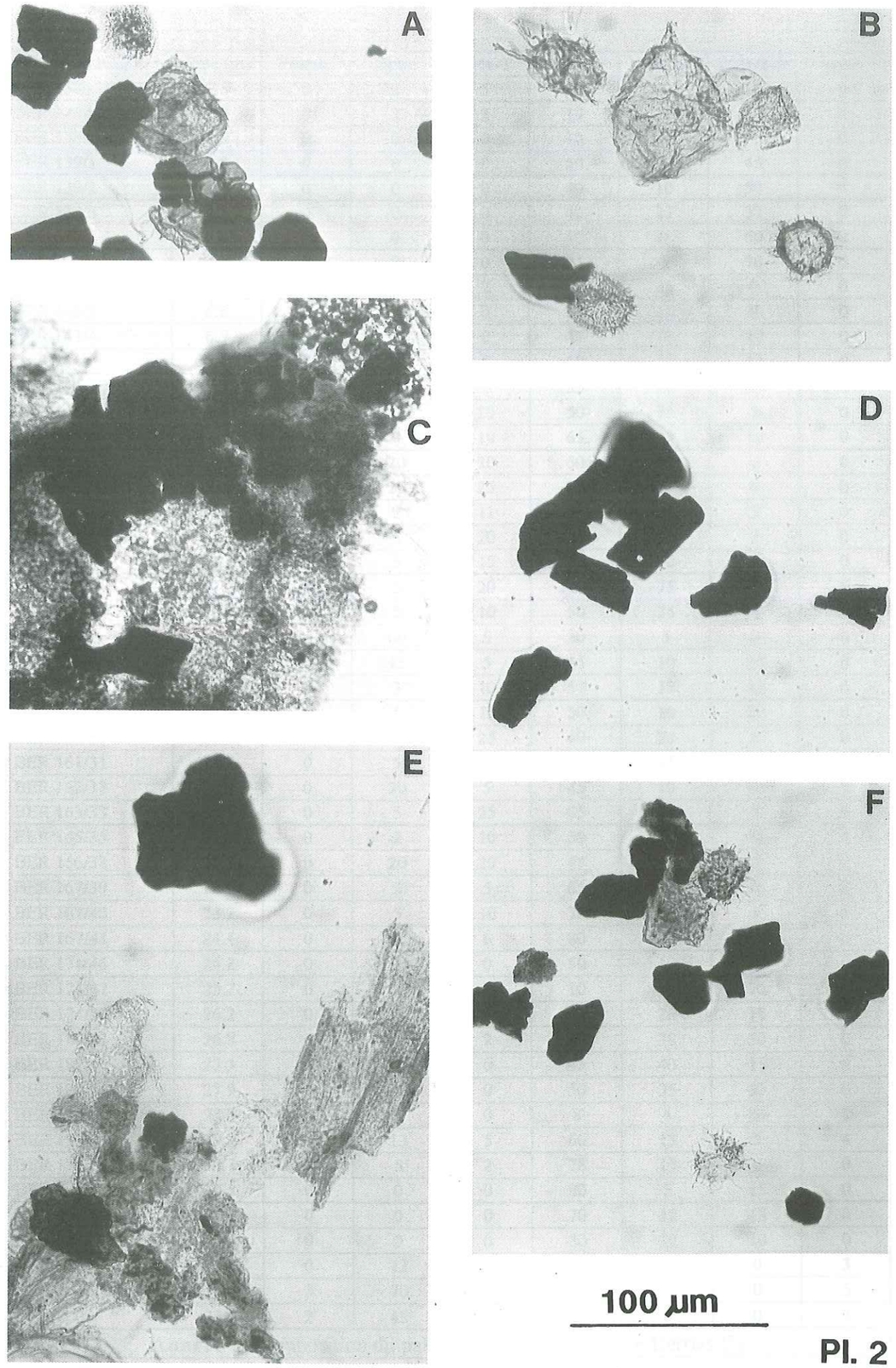
D - Echantillon BRO 24
fragments de PM4 dominants et absence totale de PM1/2-B
(cortège de bas niveau, séquence Be2)

Palynofaciès caractéristiques de la coupe d'Angles

E - Echantillon ANG 67Bs
fragments de PM1/2-B dominants et PM4 de grande taille
(cortège de bas niveau, séquence Ti6)

F - Echantillon ANG 178m
fragments de PM4-S/R et kystes de dinoflagellés
(cortège de haut niveau, séquence Be8)

Rappel de la signification des suffixes (d'après Whitaker, 1984):	
B = dégradé	R = fragments arrondis
S = fragments de petite taille	T = forme de lame ou de baguette



Pl. 2

Ech. (=No banc)	Cote (m)	Foram.	Dino.	PM4-T	PM4	PM1	PM1/2-B	Spor.
BER 138b	0.5	0	2	5	58	20	15	0
BER 138m	1.2	0	2	2	19	15	62	0
BER 138s	1.9	0	0	0	10	5	85	0
BER 139/1	2.4	0	0	0	50	5	45	0
BER 139/2	2.9	0	0	0	40	10	50	0
BER 139/3	3.1	0	0	0	40	23	37	0
BER 140	3.8	0	0	0	40	0	60	0
BER141	4.7	0	0	0	25	5	70	0
BER 143/2	6.1	0	3	2	60	35	0	0
BER 143/3	6.6	0	2	0	53	15	30	0
BER 143/4	6.9	0	10	0	40	10	40	0
BER 144b	7.7	0	0	5	50	10	25	0
BER 144s	8.6	0	0	5	35	25	35	0
BER 146/7	9.7	0	0	20	50	25	5	0
BER 146/8	10	0	0	10	65	15	10	0
BER 146/11	10.5	0	20	20	50	10	0	0
BER 146/12	10.9	0	25	25	25	25	0	0
BER 146/13	11.1	0	9	11	50	27	3	0
BER 146/15	12	0	5	20	25	48	2	0
BER 147	12.3	0	5	15	45	40	0	0
BER 148/16	12.9	0	5	20	40	35	0	0
BER 148/18	13.5	0	5	10	50	35	0	0
BER 149	14.3	p	60	5	30	5	0	0
BER 150/24	17.4	0	15	5	45	10	25	0
BER 150/25	17.7	0	3	10	57	15	15	0
BER 154/26	17.9	0	5	15	50	10	20	0
BER 159/29	18.9	0	15	25	40	20	0	0
BER 161/31	19.7	0	5	10	40	15	30	0
BER 162/32	20.2	0	20	5	45	10	20	0
BER 163/33	20.5	0	5	25	55	10	5	0
BER 165/35	21.2	0	2	10	50	10	28	0
BER 166/38	22.5	p	20	20	45	15	0	0
BER 167/39	22.9	0	5	5	65	15	10	0
BER 167/40	23.2	0	5	10	70	10	5	0
BER 167/44	24.4	0	2	6	80	10	2	0
BER 174/46	25.2	0	0	0	50	10	40	0
BER 174/47	25.7	0	0	2	10	18	70	0
BER 174/50	26.2	0	4	12	40	26	18	0
BER 180/51	26.8	0	0	2	10	38	50	0
BER 182	27.3	0	2	0	43	40	15	0
BER 184	27.9	0	0	0	50	35	15	0
BER 188	28.6	0	0	0	8	4	86	2
BER 190b	29.1	0	13	5	60	13	5	4
BER 190s	30.2	0	5	2	78	15	0	0
BER 191/62	31.2	0	0	0	80	5	15	0
BER 192/64	32.4	0	0	0	70	12	18	0
BER 193/65	33.2	0	0	0	80	10	10	0
BER 199	33.8	0	13	2	70	12	0	3
BER 200b	34.7	5	70	2	13	5	0	5
BER 200s	35.1	2	45	0	45	5	0	3

Annexe 1: Composition du palynofaciès de la coupe de Berrias (%)

Ech. (=No Banc)	Cote (m)	Foram.	Dino.	PM4-T	PM4	PM1	PM1/2-B	Sporom.
BRO 1A	0.1	0	9	4	29	26	32	p
BRO 1B	0.6	0	4	13	39	17	14	13
BRO 1C	0.9	0	4	5	62	21	8	0
BRO 1Cs	1.1	0	p	2	53	15	25	5
BRO 1D	1.6	0	1	5	50	39	5	p
BRO 1Ds	2.1	0	1	8	45	33	13	0
BRO 1E	2.7	0	p	3	64	20	13	0
BRO 2	3.4	0	2	14	25	37	4	18
BRO 3	3.8	0	3	8	54	30	4	1
BRO 8	6	0	0	2	59	29	10	0
BRO 9	6.4	1	9	7	39	29	2	13
BRO 10s	8.2	0	0	p	60	20	20	0
BRO 12	10	0	0	p	55	10	34	1
BRO 15s	17.6	0	0	p	10	p	90	0
BRO 17	20.5	0	0	p	5	5	90	0
BRO 18As	22.2	0	p	p	11	4	81	4
BRO 19	24.1	0	0	10	70	20	p	0
BRO 22b	25.2	0	4	12	60	24	p	0
BRO 24	26.5	0	0	25	55	20	p	0
BRO 25s	28.5	0	6	24	43	25	0	2
BRO 28	32.2	0	4	20	55	21	0	0
BRO 29	35.7	0	3	30	40	27	0	0

Annexe 2: Composition du palynofaciès de la coupe de Broyon (%).

Ech. (=No banc)	Cote (m)	Foram.	Dino.	PM4-T	PM4	PM1	PM1/2-B	Sporom.
ANG 59s	0.2	0	0	2	47	31	16	4
ANG 62	2.5	0	0	8	47	42	3	p
ANG 63b	3.5	0	p	2	25	36	33	4
ANG 64B	6.3	0	p	2	30	28	32	8
ANG 66A	8.8	0	0	3	44	40	11	2
ANG 67Bs	12.5	0	p	p	18	17	53	12
ANG 69b	14.2	0	p	p	27	28	43	2
ANG 73b	19	0	0	p	47	10	39	4
ANG 75	21.8	0	0	p	22	13	65	p
ANG 78b	23.4	0	3	3	38	23	29	4
ANG 84	26.4	0	3	11	42	19	25	p
ANG 86s	27.5	0	6	6	35	53	p	p
ANG 88b	28.6	0	6	9	42	32	11	0
ANG 90b	29.4	0	8	16	38	32	3	3
ANG 90m	29.8	0	6	15	53	22	2	2
ANG 92A	30.6	0	10	14	43	28	2	3
ANG 93	31.2	0	11	10	51	24	4	p
ANG 96b	32	0	7	19	42	32	0	p
ANG 102c	33.9	p	11	16	45	28	0	0
ANG 102m	34.2	p	8	11	51	30	p	p
ANG 105	35.2	p	14	8	57	14	7	0
ANG 111	38	0	16	21	32	22	2	0
ANG 112	38.6	p	12	23	35	30	0	0
ANG 117s	41.2	p	17	15	46	22	0	p
ANG 119s	42.2	0	7	10	56	27	p	p
ANG 122	43.1	0	17	8	43	22	10	p
ANG 125	44.3	0	11	6	45	38	0	p
ANG 130c	46.5	0	12	9	53	26	p	p
ANG 130m	46.8	0	11	8	54	27	p	p
ANG 132	50.7	0	8	14	46	16	16	0
ANG 134s	51.4	0	7	9	46	38	0	0
ANG 141s	54.5	0	9	8	54	29	0	p
ANG 142	54.8	p	22	8	45	25	0	0
ANG 147	56.9	p	10	10	52	28	0	0
ANG 153	59.6	0	19	10	47	21	0	3
ANG 160c	62.7	p	18	5	16	9	45	7
ANG 160m	63	p	24	15	35	16	4	6
ANG 162m	64.1	p	17	18	50	15	0	p
ANG 166b	65.6	p	13	17	46	21	0	3
ANG 168A	68.4	0	7	13	54	23	0	3
ANG 169A	70.3	0	11	15	49	25	0	p
ANG 170c	72	p	15	15	50	20	0	p
ANG 170m	72.3	p	17	10	44	26	0	3
ANG 172c	73.1	p	25	9	36	27	0	3
ANG 172m	73.4	p	31	11	38	16	0	4
ANG 178m	75.3	p	31	9	42	16	0	2

Annexe 3: Composition du palynofaciès de la coupe d'Angles (%).

Echant.	Cote (m)	Foram.	Dino.	MOA	PM4-T	PM4	PM1	PM2	PM3	PM1/2-B	Spor.
VIL 3	1.7	3	14	0	p	30	8	2	2	38	3
VIL 5.5	2.8	p	11	0	p	42	8	p	p	33	5
VIL 8.5	4.5	3	13	0	p	40	8	p	p	31	5
VIL 11	5.4	4	13	0	3	39	7	p	p	32	2
VIL 12.3	6.4	3	11	0	p	35	7	2	2	38	2
VIL 14.5	7	p	16	0	3	43	4	p	3	31	p
VIL 16	7.6	2	12	0	5	40	7	2	p	29	3
VIL 19.5	9.5	p	17	0	p	38	6	p	p	39	p
VIL22	10.5	p	15	0	3	30	4	2	p	42	4
VIL 23.5	11.8	p	18	0	2	32	5	p	2	39	2
VIL 27.1	13.4	2	15	0	2	29	7	p	p	42	3
VIL28.5	14.5	3	16	0	4	30	8	p	p	34	5
VIL 31.5	15.7	2	13	0	5	35	6	p	p	35	4
VIL 33	16.6	p	10	38	3	15	3	p	p	15	4
VIL 34.5	17	10	9	0	2	25	4	4	p	42	4
VIL 35.5	18.3	6	12	0	2	27	3	2	2	40	6
VIL 37	19.2	7	17	0	2	14	3	p	p	45	12
VIL 37.5	20.2	7	22	0	5	25	4	p	p	29	8
VIL 40.5	22.4	5	22	p	2	19	2	p	p	41	9
VIL 43	24	3	25	0	2	16	p	p	p	48	6
VIL 45.5	25.1	p	25	5	4	15	2	p	p	43	6
VIL 48	26.8	2	16	2	5	33	4	2	p	33	3
VIL 49.5	28.3	7	17	0	4	20	3	p	0	41	8
VIL 52	29	6	17	0	2	23	3	3	3	39	4
VIL 52.5	29.4	p	33	0	7	34	11	0	0	11	4
VIL 54	30	p	54	0	4	16	5	p	0	18	3
VIL 57	31	p	64	0	2	15	2	0	0	8	9
VIL 57.5	31.5	p	44	0	7	21	9	p	p	15	4
VIL 59	32	0	22	0	6	35	12	4	4	13	4
VIL 61.5	32.7	0	25	0	9	42	9	2	2	7	4
VIL 62.5	33	p	47	0	4	17	7	p	p	21	7
VIL 64.5	33.7	p	43	0	4	17	5	2	0	22	7
VIL 66.5	34.5	2	26	0	2	19	5	8	5	22	11
VIL 70.5	37.4	p	41	0	5	24	7	p	p	18	5
VIL 70.7	38	0	37	0	3	35	6	p	0	14	5

Annexe 4: Composition du palynofaciès de la coupe de Villarbeney (%).

Ech.	TOC	Tmax	IH	IO
Vi 3	0.41	441	132	43
Vi 22	0.27	440	122	49
Vi 41	0.43	439	141	60
Vi 48	0.37	443	153	35
Vi 54	0.2			
Vi 57	0.27	440	89	63
Vi 59	0.17			
Vi 62.5	0.13			
Vi 64.5	0.26	438	83	42
Vi 70.5	0.18			

Annexe 5: Résultats de la pyrolyse "Rock Eval" de la coupe de Villarbeney.

Echant.	AOM	Din.	Acr.	PM4-T	PM4	PM1	PM2	PM3	PM1/2-B	Spor.
SC 1	77	4	2	3	6	2	0	0	3	3
SC 2	36	5	19	2	14	13	2	0	3	6
SC 3	72	4	7	0	7	2	0	0	2	6
SC 4	91	0	2	0	3	0	0	0	0	4
SC 5	85	0	6	0	3	2	0	0	0	4
SC 6	78	3	4	2	6	2	0	0	0	5
SC 7	69	4	6	3	2	5	2	0	3	6
SC 8	45	14	13	2	9	5	3	0	2	7
SC 9	14	18	23	9	14	9	3	0	2	8
SC 10	86	3	4	2	3	0	0	0	0	2
SC 12	76	6	5	0	3	3	0	0	0	7
SC 13	64	6	7	0	12	6	0	0	0	5
SC 14	77	3	6	0	3	0	3	0	0	8
SC 15	48	2	9	0	9	7	12	0	6	7
SC 16	84	4	5	0	2	2	0	0	0	3
SC 17	37	9	12	2	20	5	3	0	0	12
SC 18	32	16	9	2	20	7	2	0	0	12
SC 19	46	14	14	0	11	4	0	0	0	9
SC 20	68	2	9	0	9	4	3	0	0	5
SC 21	28	12	7	3	24	8	8	0	2	8
SC 22	78	2	3	2	7	4	0	0	0	4
SC 23	44	6	7	0	7	9	4	0	9	14
SC 24	57	10	8	0	8	3	0	0	0	4
SC 25	62	10	10	0	5	3	0	0	0	10
SC 26	44	18	7	0	5	2	0	0	0	24
SC 27	76	5	2	0	2	3	0	0	0	12
SC 28	86	2	0	0	2	2	0	0	0	8

Annexe 6: Composition du palynofaciès de la coupe de Speeton (%).

Ech.	TOC	HI	OI	Tmax
SC 1	4.05	490	18	423
SC 2	2.9	300	24	426
SC 3	0.4	160	90	428
SC 4	13.3	700	13	426
SC 5	7.15	645	16	427
SC 6	5.8	519	14	427
SC 7	4.78	605	18	421
SC 8	1.55	320	15	427
SC 9	0.81	520	3	424
SC 10	2.57	600	6	424
SC 11	0.09			
SC 12	1.49	408	6	429
SC 13	0.9	255	26	429
SC 14	1.88	425	20	426
SC 15	0.09			
SC 16	1.27	365	8	429
SC 17	1	227	60	431
SC 18	0.39	218	87	431
SC 19	0.8			
SC 20	1.17	100	72	429
SC 21	0.67	146	99	431
SC 22	1.4	228	56	428
SC 23	0.14			
SC 24	1.06	342	34	429
SC 25	1.33	350	38	429
SC 26	1.09	29	103	
SC 27	2.34	550	28	424
SC 28	3.77	583	24	418

Annexe 7: Résultats de la pyrolyse "Rock Eval" de la coupe de Speeton.

Echant.	MOA	foram	Dino.	Acrit.	PM4-T	PM4	PM1	PM2	PM3	PM1/2-B	Spor.
BGS 1	65	0	6	5	0	7	11	0	0	0	6
BGS 2	12	0	4	9	4	38	22	5	0	3	3
BGS 3	6	0	5	12	4	41	19	8	0	3	2
BGS 4	13	0	5	14	5	33	13	4	0	4	9
BGS 5	6	0	4	12	4	44	20	4	0	2	4
BGS 6	56	0	8	3	4	18	3	0	0	0	8
BGS 7	35	0	18	6	2	29	7	0	0	0	3
BGS 8	34	0	30	5	0	27	4	0	0	0	0
BGS 9	80	0	7	0	2	5	4	0	0	0	2
BGS 10	73	0	12	0	2	6	5	0	0	0	2
BGS 11	77	0	12	2	0	5	2	0	0	0	2
BGS 12	84	0	9	0	0	5	2	0	0	0	0
BGS 13	83	0	7	0	0	8	2	0	0	0	0
BGS 14	71	0	12	2	0	9	6	0	0	0	0
BGS 15	64	0	18	3	2	10	3	0	0	0	0
BGS 16	74	0	11	0	2	8	5	0	0	0	0
BGS 17	69	0	10	0	2	13	6	0	0	0	0
BGS 18	87	0	5	0	3	3	2	0	0	0	0
BGS 19	73	0	10	2	2	9	4	0	0	0	0
BGS 20	80	0	7	0	2	6	5	0	0	0	0
BGS 21	62	0	14	2	0	17	5	0	0	0	0
BGS 22	71	0	8	2	0	14	5	0	0	0	0
BGS 23	64	0	18	2	0	12	4	0	0	0	0
BGS 24	64	0	12	4	0	14	4	0	0	0	2
BGS 25	83	0	4	0	2	8	3	0	0	0	0
BGS 26	63	0	16	4	0	12	5	0	0	0	0
BGS 27	63	0	15	5	0	8	7	0	0	0	2
BGS 28	69	0	11	2	0	11	7	0	0	0	0
BGS 29	76	0	10	0	3	8	3	0	0	0	0
BGS 30	68	0	13	6	0	6	5	0	0	0	2
BGS 31	58	0	9	2	0	23	6	0	0	0	2
BGS 32	85	0	8	0	2	3	2	0	0	0	0
BGS 33	65	0	11	2	0	17	5	0	0	0	0
BGS 34	63	0	8	3	2	15	4	2	0	0	3
BGS 35	70	0	6	4	0	16	4	0	0	0	0
BGS 36	76	0	7	2	0	8	5	0	0	0	2
BGS 37	73	0	7	4	0	9	3	0	0	0	4
BGS 38	68	0	9	8	0	7	4	2	0	0	2
BGS 39	42	0	10	12	0	24	6	0	0	0	6
BGS 40	67	0	10	6	0	10	3	0	0	0	4

Annexe 8: Composition du palynofaciès du forage BGS 81/43 (%).

Ech.	TOC	HI	OI	Tmax
BGS 1	3	350	61	428
BGS 2	1.06	85	124	427
BGS 3	1.12	53	138	423
BGS 4	0.72	96	173	427
BGS 5	0.94	56	168	421
BGS 6	1.67	145	75	429
BGS 7	1.12	96	117	420
BGS 8	3.59	130	33	413
BGS 9	6.51	443	26	417
BGS 10	6.78	457	22	418
BGS 11	4.5	300	35	410
BGS 12	15.5	638	20	415
BGS 13	9.31	463	23	412
BGS 14	6.91	489	23	412
BGS 15	10.1	512	21	417
BGS 16	7.74	450	22	418
BGS 17	8.64	427	21	414
BGS 18	16.7	675	22	416
BGS 19	7.93	637	23	418
BGS 20	11.7	581	23	416
BGS 21	9.1	561	26	418
BGS 22	6.67	511	29	418
BGS 23	3.45	339	30	422
BGS 24	2.88	412	29	420
BGS 25	8.85	554	23	415
BGS 26	3.33	385	28	424
BGS 27	1.61	282	41	428
BGS 28	3.34	391	33	424
BGS 29	9.34	654	22	417
BGS 30	6.75	457	30	413
BGS 31	2.57	166	41	414
BGS 32	8.56	786	35	416
BGS 33	1.49	259	82	426
BGS 34	1.57	233	81	426
BGS 35	1.25	233	153	430
BGS 36	2.77	416	78	429
BGS 37	3.84	517	56	425
BGS 38	3.09	186	34	413
BGS 39	1.8	94	38	411
BGS 40	2.76	122	33	410

Annexe 9: Résultats de la pyrolyse "Rock Eval" du forage BGS 81/43.